



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

FILLIPE DE ALMEIDA DOS SANTOS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA REGIÃO DE TRANSIÇÃO
ENTRE AS BACIAS DE PELOTAS E SANTOS (27°- 32°S)

Rio de Janeiro

2016

Fillipe de Almeida dos Santos

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA REGIÃO DE
TRANSIÇÃO ENTRE AS BACIAS DE PELOTAS E SANTOS (27°- 32°S)**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Renata da Silva Schmitt - UFRJ

Natasha Santos Gomes Stanton - UERJ

Rio de Janeiro

Setembro/2016

Fillipe de Almeida dos Santos

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA REGIÃO DE
TRANSIÇÃO ENTRE AS BACIAS DE PELOTAS E SANTOS (27°- 32°S)**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Dra. Renata da Silva Schmitt - UFRJ

Dra. Natasha Santos Gomes Stanton - UERJ

Aprovado em: / /

Por:

Presidente: Dra. Renata da Silva Schmitt - UFRJ

Dr. Marco Antonio da Silva Braga - UFRJ

Dr. Miguel Angelo Mane - UERJ

Aos meus pais, esposa e filha.

Agradecimentos

A minha orientadora Dra. Natasha Santos Gomes Stanton por me apresentar o tema principal do trabalho aqui desenvolvido e pela orientação marcada pelo empenho e paciência durante toda minha curva de aprendizado, tendo sido sempre muito atenciosa e humana nos momentos mais necessários. A minha orientadora Dra. Renata da Silva Schmitt por todo suporte oferecido, cedendo os recursos de seu laboratório para o desenvolvimento dessa monografia, e por estar sempre disponível para solucionar qualquer dúvida. Agradeço também o projeto “Revisão do mapa Geológico do Gondwana” uma cooperação entre o Departamento de Geologia da UFRJ e o CENPES-PETROBRAS pelo apoio na finalização do trabalho.

Agradeço muito aos meus pais Gilberto A. dos Santos e Lêda Maria M. de Almeida dos Santos por serem meu porto seguro e meu norte durante toda minha vida e em especial durante toda a saga acadêmica, tendo suprido todas minhas necessidades financeiras e principalmente emocionais, sempre me incentivando e ajudando nos momentos mais difíceis.

A minha irmã caçula Brunna de A. dos Santos pelo companheirismo e amizade durante todo trabalho.

A minha em breve futura esposa Natalia Pereira Benaim por todo carinho e paciência devotados durante todo esse tempo, por ter sempre me incentivado a buscar a geologia mesmo nos momentos em que tudo parecia ir contra. Agradeço pelos conselhos e orientações durante o desenvolvimento dessa monografia, com críticas construtivas e palavras de incentivo, tendo virado a noite comigo nas correções do texto e das referências. Agradeço especialmente por carregar durante todos esses últimos meses o maior dos incentivos que eu poderia ter, nossa filha Sophia.

Agradeço a todos meus amigos pelo apoio nas comemorações e nos momentos de tristeza, sem dúvida colaboradores do meu sucesso. Agradeço a todos os colegas da geologia pelos momentos passados juntos, pelas cervejas geladas e água quente divididas durante os campos da faculdade. A todos os professores que me estimularam e agregaram conhecimento e sabedoria para minha formação como geólogo. Agradeço com igual importância a todos aqueles que criaram obstáculos para meu ingresso na geologia. O sentimento de superação e dever cumprido ao me formar não teria a mesma magnitude sem todos os desafios.

"Tente mover o mundo - o primeiro passo será
mover a si mesmo."

(Platão)

Resumo

Dada a reconhecida complexidade da margem na região de transição da Bacia de Pelotas com a Bacia de Santos onde ocorre uma forte inflexão da COB (limite continente-oceano) para leste e um significativo aumento de refletores SDR (*seaward deep reflectors*), esse trabalho teve como objetivo utilizar a gravimetria e magnetometria para caracterizar a região a partir da identificação dos principais padrões de anomalias presentes na margem e de suas correlações com as estruturas da região continental adjacente. A partir da confecção de mapas de gravimetria ar-livre e de magnetometria reduzida ao polo e suas correlações com mapas geológicos e de estruturas, observou-se que a margem nessa região possui três trends principais dentre os quais os lineamentos de direção NE-SW sugerem herança estrutural do embasamento cristalino. Os lineamentos de direção E-W estão associados a zonas de transferências geradas em uma possível descontinuidade reológica sugerida pela forte variação das anomalias gravimétricas na região da Zona de Fratura de Porto Alegre enquanto os lineamentos NW-SE se concentram entre as zonas de fratura, provavelmente relacionadas as estruturas mesozoicas da Bacia do Paraná. Na mesma direção foi constatado o prolongamento offshore do Lineamento Tibagi, bem caracterizado pela anomalia gravimétrica negativa. O Domínio de *Necking* foi caracterizado pelo padrão de anomalias magnéticas positivas, indicando magmatismo em praticamente todo domínio e também no Domínio Externo próximo a COB, sugerindo uma crosta continental fortemente alterada por intrusões magmáticas em uma transição para uma crosta “puramente” oceânica.

Abstract

Given the known complexity of transitional margin between Pelotas Basin and Santos Basin where the COB (continent ocean boundary) strongly inflect to east and a significant increase of SDR (seaward deep reflectors) takes place, this work aimed to characterize this region by using gravity and magnetic data to identify the main anomaly patterns and correlate with adjacent continental structures. By creating maps of a free-air gravity anomaly and a magnetic anomaly reduced to pole and correlating it with structural and geologic maps it was possible to observe three main trends in this area such like the NE-SW lineaments suggesting cristaline basement structural heritage. The E-W lineaments are associated to transference zones generated on a possible reologic discontinuity suggested by the strong gravimetric anomalies variations in the Porto Alegre Fracture Zone region, while the NW-SE lineaments are concentrated between the fracture zones, probably related to mezosoic structures from Paraná Basin. In the same direction it was found the offshore extension of Tibagi Lineament, well characterized by the negative gravimetric anomaly. The Necking Domain was characterized by the positive magnetic anomalies, indicating magmatism in almost the entire Domain and in the Outer Domain next to the COB, suggesting a continental crust strongly altered by magmatic intrusions on a transition to a “purely” oceanic crust.

Lista de ilustrações

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO – BACIAS: BC – CAMPOS; BPA – PARANÁ; BP – PELOTAS; BS - SANTOS; ACB – ALTO DE CABO FRIO; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; APG – ARCO DE PONTA GROSSA; AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; ERG – ELEVÇÃO DO RIO GRANDE; ERGO – ELEVÇÃO DO RIO GRANDE OESTE; PSP – PLATÔ DE SÃO PAULO; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO. IMAGEM - ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009).	15
FIGURA 2 - MAPA ESQUEMÁTICO SIMPLIFICADO DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES DA MARGEM SUDESTE BRASILEIRA. ZFRG – ZONA DE FRATURA RIO GRANDE; ZFPA – ZONA DE FRATURA PORTO ALEGRE.....	17
FIGURA 3 - ESQUEMA GERAL DO ARCABOUÇO ESTRUCTURAL DA PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).	18
FIGURA 4 - MAPA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO AS TRÊS DIVISÕES DA BACIA DE PELOTAS, O DESLOCAMENTO DA COB PARA LESTE A PARTIR DE ZONAS DE FRATURA E O POSICIONAMENTO DOS DOMÍNIOS INTERPRETADOS POR STICA; ZALÁN; FERRARI (2014) UTILIZADOS COMO REFERÊNCIA NESTE TRABALHO (MODIFICADO DE STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014).....	21
FIGURA 5 - MAPA GEOTECTÔNICO ESQUEMÁTICO DO SUL DO BRASIL E URUGUAI. A - TERRENO LUIS ALVES, B - TERRENO PIEDRAS ALTAS, C - TERRENO TAQUAREMBÓ, D - TERRENO RIVERA, E - TERRENO VALENTINES. PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO: 1 – ITAJÁI-PERIMBÓ, 2 – MAJOR GERCINO, 3 – SANTANA DA BOA VISTA, 4 – DORSAL DE CANGUÇU, 5 – PASSO DO MARINHEIRO, 6 – IBARÉ, 7 – SARANDI DEL YÍ, 8 – SIERRA BALLENA, 9 – CERRO AMARO, 10 – ARROIO GRANDE (SALVI, 2014).....	23
FIGURA 6 - VARIAÇÃO ESPACIAL DE IDADES DETERMINADAS ATRAVÉS DA DATAÇÃO ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar DE ROCHAS ALCALINAS (LILÁS E VERMELHO) E TOLEÍTICAS (VERDE) DA PROVÍNCIA ÍGNEA PARANÁ-ETENDEKA (MODIFICADO DE GIBSON; THOMPSON; DAY, 2006).....	26
FIGURA 7 - DISTRIBUIÇÃO DOS ENXAMES DE DIQUES CRETÁCEOS (TOMBA, 2012).	27
FIGURA 8 - REGIÃO CONTINENTAL DA REGIÃO INVESTIGADA DESTACANDO GEOLOGIA E OS PRINCIPAIS LINEAMENTOS EXISTENTES NA ÁREA. 1 – LINEAMENTO TIBAGI; 2 – LINEAMENTO TORRES-RIO PELOTAS; 3 – LINEAMENTO JACUÍ-PORTO ALEGRE; 4 – LINEAMENTO RIO URUGUAI; 5 – SUTURA DE PORTO ALEGRE (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – ZONA DE CISALHAMENTO ITAJÁI; 7 – ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL CANGUÇU (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR-GERCINO (ZCMG). BPA – BACIA DO PARANÁ; BP – BACIA DE PELOTAS GEOLOGIA (CPRM).....	28
FIGURA 9 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE PELOTAS BUENO ET AL. (2007).....	29
FIGURA 10 - GRÁBENS FORMADOS POR FALHAS ANTITÉTICAS NA BACIA DE PELOTAS. PODEM ESTAR PREENCHIDOS POR VULCÂNICAS (A) E/OU POR SEDIMENTAÇÃO PRÉ OU SIN-RIFT COBERTA POR UMA FINA CAMADA DE VULCÂNICAS (MODIFICADO DE ABREU, 1998).	30
FIGURA 11 - RECONSTRUÇÃO DA BACIA DE PELOTAS NO ALBIANO E CONIACIANO/SANTONIANO (MODIFICADO DE ABREU, 1998).....	31
FIGURA 12 - BASCULAMENTO E RUPTURA DA CROSTA COM SUBSEQUENTE EROÇÃO (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).	32

FIGURA 13 - ESQUEMA GERAL DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE PELOTAS (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).....	33
FIGURA 14 - LINHAS SÍSMICAS REGIONAIS INTERPRETADAS POR STICA; ZALÁN; FERRARI (2014). (A) LOCALIZADA NO EXTREMO SUL DA BACIA DE PELOTAS. (B) LOCALIZADA NO NORTE DA BACIA DE PELOTAS. PROXIMAL DOMAIN - DOMÍNIO PROXIMAL; NECKING DOMAIN – DOMÍNIO NECKING; DISTAL/HYPEREXTENDED DOMAIN – DOMÍNIO DISTAL/HIPEREXTENDIDO; OUTER DOMAIN – DOMÍNIO EXTERNO; OCEANIC DOMAIN – DOMÍNIO OCEÂNICO.....	34
FIGURA 15 - COMPARAÇÃO DO MAGMATISMO PRESENTE NAS BACIAS DA MARGEM SUDESTE BRASILEIRA (BUENO ET AL. 2004).	35
FIGURA 16 - LOCALIZAÇÃO DE POÇOS EXPLORATÓRIOS NA MARGEM SUDESTE. POÇO: SC5-1, TRAQUIANDESITOS E ANDESITOS DATADOS DE $113,2 \pm 0,1$ MA (MÉTODO Ar^{40}/Ar^{39} ; SC5-2, BASALTOS DATADOS DE $70 \pm 2,6$ MA (MÉTODO K/AR EM ROCHA TOTAL); SC5-3, BASALTOS IGUAIS AO POÇO SC5-2 DATADOS DE $135,6 \pm 6,6$ MA (MÉTODO K/AR EM ROCHA TOTAL) (MACHADO, 2010 MODIFICADO DE SILVEIRA; MACHADO, 2004).36	36
FIGURA 17 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DE UMA MARGEM RIFTEADA (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013). PROXIMAL DOMAIN - DOMÍNIO PROXIMAL; NECKING DOMAIN – DOMÍNIO NECKING; DISTAL/HYPEREXTENDED DOMAIN – DOMÍNIO DISTAL/HIPEREXTENDIDO; OUTER DOMAIN – DOMÍNIO EXTERNO; OCEANIC DOMAIN – DOMÍNIO OCEÂNICO.	39
FIGURA 18 - MODELO DA ARQUITETURA DE MARGEM PASSIVA (SUTRA ET AL., 2013).....	41
FIGURA 19 - MODELO ESQUEMÁTICO DA FORMAÇÃO DE SDR SEGUNDO HINZ (1981). A - DIQUES ALIMENTADORES FUNCIONANDO COMO DUTO MAGMÁTICO. B - ACÚMULO E EMPILHAMENTO DOS DERRAMES MAGMÁTICOS EM AMBIENTE SUBAÉREO. C - AUMENTO DO EMPILHAMENTO JÁ EM AMBIENTE SUBAQUOSO. D – SUBSEQUENTE SUBSIDÊNCIA DEVIDO AO AUMENTO DE PESO DA CROSTA CONSEQUENTE MERGULHO DAS CAMADAS EM DIREÇÃO AO OCEANO (CORRÊA, 2004 MODIFICADO DE MUTTER, 1985).....	42
FIGURA 20 - (A) MASSA FORA DO ELIPSOIDE OU (B) UM EXCESSO DE MASSA ABAIXO DO ELIPSOIDE ELEVAM O GEOIDE EM RELAÇÃO AO ELIPSOIDE. N É TIDO COMO ONDULAÇÃO DO GEOIDE (LOWRIE, 2007).	44
FIGURA 21 – ESTAÇÕES P E Q. EXEMPLO DE CORREÇÕES GRAVIMÉTRICAS: (A) DEPOIS DAS CORREÇÕES DE TERRENO, (B) CORREÇÃO BOUGUER, (C) CORREÇÃO AR-LIVRE, (D) GRAVIDADE TEÓRICA EM R EM RELAÇÃO AO ELIPSOIDE DE REFERÊNCIA (LOWRIE, 2007).....	45
FIGURA 22 - PERFIL TERRESTRE ESQUEMÁTICO MOSTRANDO ORIGEM DAS CORRENTES NO NÚCLEO E O CAMPO MAGNÉTICO RESULTANTE REPRESENTADO PELAS LINHAS TRACEJADAS AMARELA (GLOBE: UMBERTO SHTANZMAN/SHUTTERSTOCK; ILUSTRACÃO: M. ATAROD).	47
FIGURA 23 - MAPA DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE - WGM2012 (BONVALOT ET AL., 2012).....	49
FIGURA 24 - MAPA DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE INTERPRETADO E CORRELACIONADO COM PRINCIPAIS ESTRUTURAS E LINEAMENTOS DA REGIÃO. LINEAMENTOS: 1 – LINEAMENTO TIBAGI; 2 – LINEAMENTO TORRES-RIO PELOTAS; 3 – LINEAMENTO JACUÍ-PORTO ALEGRE; 4 – LINEAMENTO RIO URUGUAI; 5 – SUTURA DE PORTO ALEGRE (SPA) (TRAVASSOS, 2014) ; 6 – ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ; 7 – ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL CANGUÇU (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR-GERCINO (ZCMG). BM – BAIXO DE MOSTARDAS; BPA – BACIA DO PARANÁ; BPE – BATÓLITO DE PELOTAS - BP – BACIA DE PELOTAS; BS - SANTOS; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; ERGO – ELEVACÃO DO RIO GRANDE OESTE; PSP – PLATÔ	

DE SÃO PAULO; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO. GEOLOGIA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS SIMPLIFICADAS DE CPRM.	50
FIGURA 25 - MAPA DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE CORRELACIONADO COM A GEOLOGIA DA ÁREA CONTINENTAL. LINEAMENTOS: 1 – LINEAMENTO TIBAGI; 2 – LINEAMENTO TORRES-RIO PELOTAS; 3 – LINEAMENTO JACUÍ-PORTO ALEGRE; 4 – LINEAMENTO RIO URUGUAI; 5 – SUTURA DE PORTO ALEGRE (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ; 7 – ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL CANGUÇU (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR-GERCINO (ZCMG). BM – BAIXO DE MOSTARDAS; BPA – BACIA DO PARANÁ; BPE – BATÓLITO DE PELOTAS - BP – BACIA PELOTAS; BS – BACIA DE SANTOS; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; ERGO – ELEVÇÃO DO RIO GRANDE OESTE; PSP – PLATÔ DE SÃO PAULO; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO. GEOLOGIA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS SIMPLIFICADAS DE CPRM.	53
FIGURA 26 - MAPA DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS AR-LIVRE MOSTRANDO DETALHE DA MARGEM DA BACIA DE PELOTAS. LINEAMENTOS: 1 – LINEAMENTO TIBAGI; 2 – LINEAMENTO TORRES-RIO PELOTAS; 3 – LINEAMENTO JACUÍ-PORTO ALEGRE; 4 – LINEAMENTO RIO URUGUAI; 5 – SUTURA DE PORTO ALEGRE (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ; 7 – ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL CANGUÇU (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR-GERCINO (ZCMG). BPA – BACIA DO PARANÁ; BS – BACIA DE SANTOS; ZFRG – ZONA DE FRATURA DO RIO GRANDE. GEOLOGIA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS SIMPLIFICADAS DE CPRM.....	56
FIGURA 27 - MAPA MAGNÉTICO REDUZIDO AO POLO - EMAG2 (MAUS ET AL., 2009).....	58
FIGURA 28 - MAPA MAGNÉTICO REDUZIDO AO POLO INTERPRETADO. LINEAMENTOS: 1 – LINEAMENTO TIBAGI; 2 – LINEAMENTO TORRES-RIO PELOTAS; 3 – LINEAMENTO JACUÍ-PORTO ALEGRE; 4 – LINEAMENTO RIO URUGUAI; 5 – SUTURA DE PORTO ALEGRE (SPA)(TRAVASSOS, 2014); 6 – ZONA DE CISALHAMENTO ITAJAÍ; 7 – ZONA DE CISALHAMENTO DORSAL CANGUÇU (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR-GERCINO (ZCMG). BM – BAIXO DE MOSTARDAS; BPA – PARANÁ; BPE – BATÓLITO DE PELOTAS - BP – BACIA DE PELOTAS; BS – BACIA DE SANTOS; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; ERGO – ELEVÇÃO DO RIO GRANDE OESTE; PSP – PLATÔ DE SÃO PAULO; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO; ZFPA – ZONA DE FRATURA DE PORTO ALEGRE; ZFRG – ZONA DE FRATURA DO RIO GRANDE. GEOLOGIA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS SIMPLIFICADAS DE CPRM.	59
FIGURA 29 - MAPA DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS REDUZIDO AO POLO E COM SOMBREAMENTO (DIREÇÃO 330°) OTIMIZADO PARA MELHOR VISUALIZAR AS ZONAS DE FRATURA NO DOMÍNIO OCEÂNICO (ACIMA). MAPA INTERPRETADO (ABAIXO). BM – BAIXO DE MOSTARDAS; BPA – PARANÁ; BP - PELOTAS; BS - SANTOS; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; ERGO – ELEVÇÃO DO RIO GRANDE OESTE; PSP – PLATÔ DE SÃO PAULO; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO.....	62
FIGURA 30 - INTERPRETAÇÃO DE LINHA SÍSMICA POR BASSETO ET AL. (2000) IDENTIFICANDO ONDULAÇÕES NO ASSOALHO OCEÂNICO. DESTAQUE NO RETÂNGULO TRACEJADO PARA REGIÃO ONDE SÃO INTERPRETADOS DOIS LINEAMENTOS COMO ZONA DE FRATURA E A ANOMALIA GRAVIMÉTRICA POSITIVA INDICANDO O ALTO TOPOGRÁFICO RESULTANTE DE PROVÁVEIS ESFORÇOS COMPRESSIVOS OU TRANSPRESSIVOS NA DIREÇÃO NW (INDICADA PELA SETA BRANCA).	66

FIGURA 31- PERFIL SÍSMICO MOSTRANDO ALTO DE TORRES E A REGIÃO DISTAL DA PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS COMO ALTOS REGIÕES SOERGUIDAS. BAIXO ESTRUTURAL NW-SE LOCALIZADO ENTRE AS DUAS FEIÇÕES (MACHADO, 2010). 68

FIGURA 32 – MAPA ESQUEMÁTICO DE SÍNTESE MOSTRANDO OS PRINCIPAIS TRENDS OBSERVADOS NA MARGEM E NA REGIÃO CONTINENTAL ADJACENTE. ESTÃO REPRESENTADAS A CONCENTRAÇÃO DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS NO DOMÍNIO NECKING E NO DOMÍNIO EXTERNO INDICANDO PROVÁVEL PRESENÇA DE MAGMATISMO COM EXCEÇÃO DA REGIÃO DA PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS ONDE AS ANOMALIAS PERDEM INTENSIDADE. AO REDOR DOS 31°S É POSSÍVEL OBSERVAR QUE OCORRE UMA DIMINUIÇÃO NA INTENSIDADE DA ANOMALIA DE CHARNEIRA PRÓXIMO À ALTURA DA ZFPA, PROVAVELMENTE RELACIONADO A VARIAÇÕES REOLÓGICAS CRUSTAIS. AR – ABIMAEEL RIDGE; AT – ARCO DE TORRES; BM – BAIXO DE MOSTARDAS; BPA – BACIA DO PARANÁ; BPE – BATÓLITO DE PELOTAS - BP – BACIA DE PELOTAS; BS - SANTOS; DSP – DORSAL DE SÃO PAULO; LIP – PROVÍNCIA ÍGNEA PARANÁ-ETENDEKA; PF – PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS; PS – PLATÔ DE SÃO PAULO. 74

SUMÁRIO

1.	Introdução	14
1.1	Objetivos	15
1.2	Localização da Área.....	15
1.3	Dados e Metodologia	16
2.	Contexto Geológico	17
2.1	Feições Fisiográficas.....	17
2.1.1	Plataforma de Florianópolis	17
2.1.2	Abimael Ridge	18
2.1.3	Platô de São Paulo.....	19
2.1.4	Dorsal de São Paulo	19
2.1.5	Zonas de Fratura.....	19
2.1.6	Arco de Torres	20
2.1.7	Baixo de Mostardas.....	20
2.2	Bacia de Pelotas	20
2.2.1	Embasamento	22
2.2.2	Supersequências Sedimentares e Arcabouço Estrutural	28
2.2.3	Magmatismo.....	34
3.	Fundamentos Teóricos.....	38
3.1.1	Formação de Margens Continentais.....	38
3.1.2	Seaward Dipping Reflectors (SDR).....	41
3.1.3	Gravimetria	43
3.1.4	Magnetometria	47
4.	Resultados.....	49
5.	Discussão	63
6.	Conclusões.....	75
7.	Referências	76

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre os mecanismos de formação de margens passivas é ainda repleto de lacunas, e uma das formas para melhor compreender parte da dinâmica de uma ruptura continental é através da caracterização das bacias geradas no processo. A compreensão das principais feições estruturais da bacia, da geologia de seu embasamento e sua correlação com a região continental adjacente, permitem entender melhor como esses fatores interferiram nos processos que formaram a margem.

A margem brasileira teve origem a partir da ruptura do supercontinente Gondwana que separou a América do Sul e a África no Cretáceo (ASMUS; PORTO, 1980). A ruptura se deu através de diversos pulsos tectônicos de natureza extensional que levaram a formação da primeira crosta oceânica no Atlântico Sul com idades que rejuvenescem progressivamente de sul para norte (BUENO, 2004; CHANG *et al.*, 1992; RABINOWITZ; LABRECQUE, 1979). A ruptura é marcada pela anomalia magnética G (~130 Ma) (RABINOWITZ; LABRECQUE, 1979) que dependendo de sua determinação, varia entre a anomalia M13 (~139 Ma) e a anomalia M22 (~150,5 Ma) (MOULIN; ASLANIAN; UNTERNEHR, 2010).

O Atlântico Sul foi então dividido em três segmentos de acordo com Moulin; Aslanian; Unternehr (2010): Equatorial, Central e Austral. Moulin; Aslanian; Unternehr (2010) sugeriram que a primeira crosta oceânica no segmento Austral teria se formado entre as anomalias magnéticas M9 e M7 (134 – 132 Ma) enquanto o resto do segmento Austral teria se formado entre as anomalias M7 e M4 (132 - 130 Ma).

Conforme o rift se propaga para o interior do continente, diferenças existentes na crosta como as heranças estruturais, composição, presença ou ausência de magmatismo podem alterar a dinâmica do rift (LE PICHON; SIBUET, 1981; MCKENZIE, 1978; PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013; SLEEP, 1971; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014; WERNICKE, 1985) gerando processos de ruptura diferentes e consequentemente margens passivas com características distintas entre si.

A região entre a Zona de Fratura de Porto Alegre e a Zona de Fratura do Rio Grande, porção mais ao norte do segmento Austral, é marcada por uma forte inflexão da plataforma continental para leste. É tida como um zona de transição entre dois tipos distintos de margem, trazendo dificuldades em sua caracterização reconhecida por Bassetto *et al.* (2000) como a porção crustal mais complexa quanto a estruturação do embasamento e a espessura da crosta na área. Dada a complexidade dessa zona, a investigação dos campos potenciais gravimétricos e magnéticos auxilia na melhor compreensão da estruturação da margem através da

identificação e caracterização dos principais trends das anomalias presentes e suas correlações com as estruturas presentes na região continental adjacente.

1.1 OBJETIVOS

Caracterizar a região de transição entre as bacias de Pelotas e Santos (desde 27°-32°S), a partir da compreensão dos principais trends estruturais, magmatismo e utilizando como base seus aspectos geológicos e geofísicos, no continente e na margem adjacente, até a crosta oceânica.

- Descrever e correlacionar as anomalias do campo potencial e as estruturas continentais proximais e da margem adjacente, suas origens e prolongamentos onshore-offshore
- Identificar a presença de magmatismo ao longo da margem a partir da geofísica, discutindo sua relação com as estruturas presentes conhecidas;

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo compreende a região continental que se estende desde o leste do Estado de Santa Catarina até sudeste do Estado do Rio Grande do Sul e a porção offshore adjacente até as proximidades da Elevação do Rio Grande, contemplando a transição das Bacias de Pelotas e de Santos e a parte sul do Platô de São Paulo, aproximadamente entre as latitudes 27°S e 32°S e longitudes 53°W e 38°W (Figura 1).

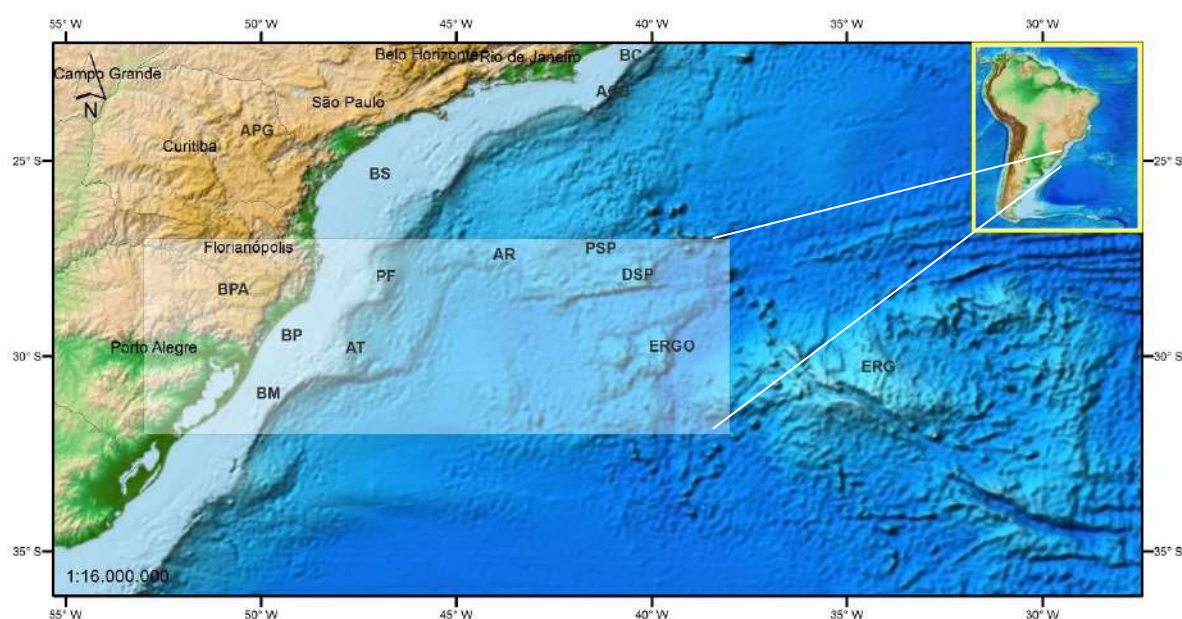


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo – Bacias: BC – Campos; BPA – Paraná; BP - Pelotas; BS - Santos; ACB – Alto de Cabo Frio; PF – Plataforma de Florianópolis; APG – Arco de Ponta Grossa; AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; ERG – Elevação do Rio Grande; ERGO – Elevação do Rio Grande Oeste; PSP – Platô de São Paulo; DSP – Dorsal de São Paulo. Imagem - ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009).

1.3 DADOS E METODOLOGIA

Para a elaboração deste trabalho foi realizado um levantamento bibliográfico referente as bacias investigadas, a evolução e características de margens passivas, e as feições estruturais presentes.

Os mapas geológicos da porção continental foram obtidos a partir do banco de dados da CPRM (28 de março de 2016), incluindo parte dos dados estruturais. O restante, como algumas falhas, zonas de fratura e lineamentos foram compilados a partir da literatura. Os mesmos foram devidamente georeferenciados no software ArcGis usando o sistema de coordenadas geográfico e datum horizontal WGS84.

Usados para ilustrar o assoalho marinho, os dados de batimetria são oriundos do modelo de relevo global de 1 arco de minuto – ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009).

Os dados potenciais de gravimetria obtidos são do projeto WGM2012 (BONVALOT *et al.*, 2012) que consiste de dados de alta resolução derivados do modelo global de gravidade Terrestre EGM2008 (PAVLIS *et al.*, 2012) e DTU10 (ANDERSEN; KNUDSEN, 2010) com correções de terreno com resolução de 1 minuto proveniente do modelo ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2009). Foram usados os dados de anomalia Ar-livre do projeto anteriormente citado para a construção de grids com resolução de 2 minutos no software Geosoft Oasis Montaj e posterior confecção de mapas temáticos. Informações sobre as duas correções obtidas estão detalhadas no capítulo de fundamentos teóricos.

Os dados de magnetometria usados neste trabalho fazem parte do projeto EMAG2 versão 2 (MAUS *et al.*, 2009) que trata-se de um grid de anomalia magnética global com resolução de 2 arcos de minuto a uma altitude de 4km acima do nível do mar usando o elipsoide WGS84 como referência. O EMAG2 (MAUS *et al.*, 2009) é uma compilação de dados de levantamentos marinhos, terrestres, de satélite e de aerolevantamentos. Os dados foram obtidos em xyz, sendo tratados no software GMT (WESSEL; SMITH, 1991) apenas os dados restritos a área investigada. Com intenção de eliminar a natureza dipolar das anomalias, os dados foram importados para o software Oasis Montaj da Geosoft onde foram realizadas as transformadas de Fourier que deram origem aos dados magnéticos reduzidos ao polo a partir do qual os grids foram construídos.

A partir da elaboração dos mapas citados, os mesmos foram importados para o ArcGIS onde foram feitas as interpretações geofísicas das anomalias gravimétricas e magnéticas e posterior finalização da confecção dos mapas, apresentados no capítulo Resultados.

As interpretações dos campos potenciais foram em seguida correlacionadas com os mapas geológicos e estruturais compilados da área investigada.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 FEIÇÕES FÍSIOGRÁFICAS

Dentre a área investigada neste trabalho estão presentes algumas importantes feições (Figura 2) fisiográficas já descritas na literatura que estão relacionadas com a formação da margem estudada.

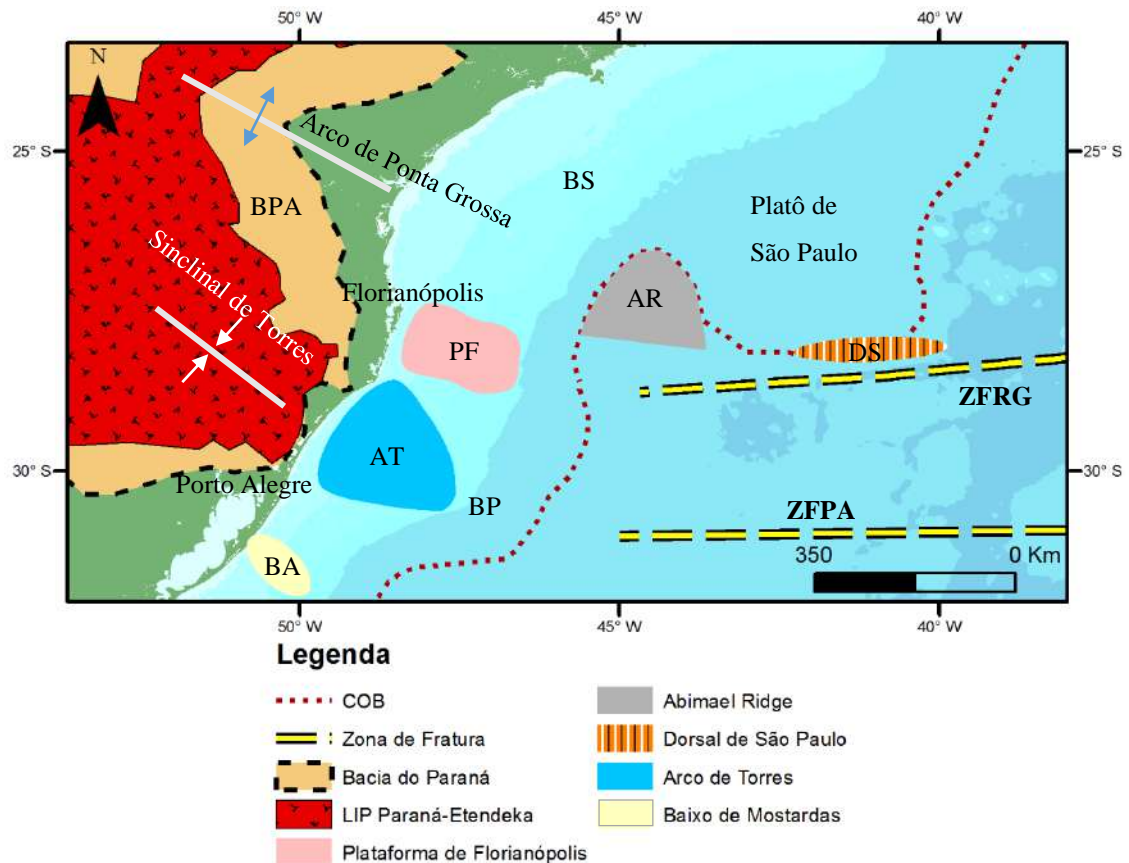


Figura 2 - Mapa esquemático simplificado das principais feições da margem sudeste brasileira. ZFRG – Zona de Fratura Rio Grande; ZFPA – Zona de Fratura Porto Alegre.

2.1.1 PLATAFORMA DE FLORIANÓPOLIS

Coincidindo com o prolongamento da Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG), esta feição se encontra próximo ao limite dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, sendo considerada também a fronteira entre a Bacia de Santos e a Bacia de Pelotas. Ao norte da Região se encontram os primeiros depósitos de evaporitos (Figura 2).

Durante os estágios iniciais de abertura do Atlântico Sul, o Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo formaram uma barreira topográfica transversal associada a um grande volume de rochas vulcânicas geradas em um intenso episódio de vulcanismo na região. A barreira teria impedido a incursão de águas marinhas provindas do Atlântico Sul, isolando a

Bacia de Santos durante o Aptiano e criando condições para as sedimentações evaporíticas (BASSETTO *et al.*, 2000; GAMBOA; RABINOWITZ, 1981; GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979; MACHADO, 2010).

A região da Plataforma de Florianópolis é formada por: Bacia rasa, Charneira Paleocênica, Patamar de Florianópolis, Calha de Ruptura Albo-Aptiana, Alto Externo, Charneira Albo-Aptiana e Bacia Profunda (Figura 3) (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979)

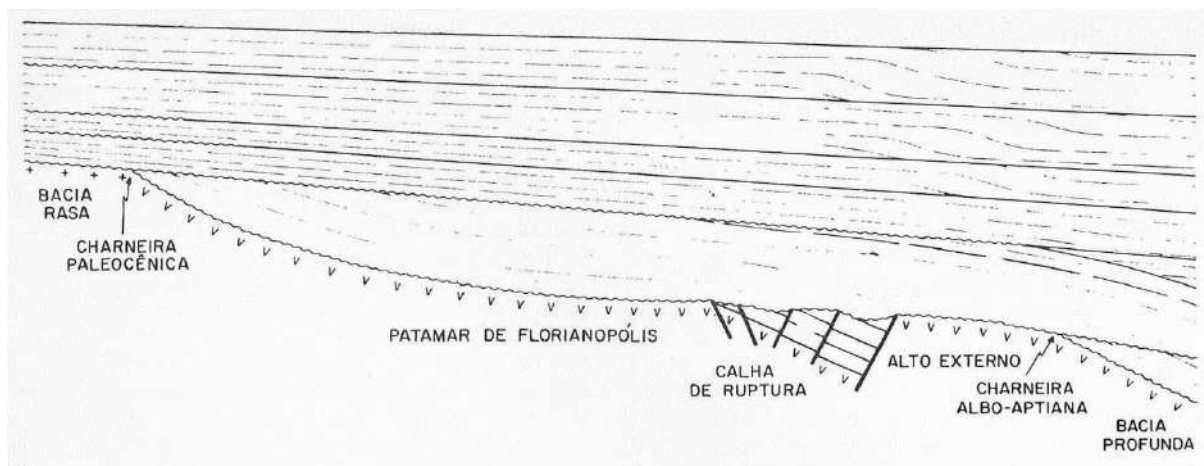


Figura 3 - Esquema geral do arcabouço estrutural da Plataforma de Florianópolis (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

A bacia rasa possui embasamento mergulhando suavemente na direção do mar até atingir a charneira neopaleocênica que limita a oeste a ocorrência de sedimentos cretáceos e representa o evento de basculamento do Paleoceno. O Patamar de Florianópolis segue por 60km para leste com baixo mergulho até a calha de ruptura Albo-Aptiana com cerca de 10km de largura, representado por um gráben assimétrico que se estende ao longo de toda plataforma. A leste encontra-se o Alto Externo seguido da Charneira Albo-Aptiana e a então bacia profunda (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

2.1.2 ABIMAEL RIDGE

Interpretado por Mohriak (2001) como um propagador oceânico (Figura 2) que teria se iniciado no início do Cretáceo a partir da Bacia de Pelotas até o sul da Bacia de Santos e que foi abortado no começo do Albiano. É representado por uma calha separando os depósitos de sal na Bacia de Santos (MOHRIAK; LEROY, 2013). Sua existência ainda é debatida.

2.1.3 PLATÔ DE SÃO PAULO

A feição é reconhecida por um vasto e proeminente platô a leste da Bacia de Santos, com mais de 600km de largura a uma profundidade entre 2000 a 3500 metros (BUTLER, 1970) (Figura 2). Limitado ao sul pela ZFRG onde está presente a Cordilheira de São Paulo com orientação E-W e ao norte por outra provável zona de fratura, região onde ocorre uma inflexão E-W. Com relevo acidentado, o platô apresenta afloramentos de rochas ígneas do embasamento e domos causadas por estruturas diapíricas de sequências evaporíticas depositadas abaixo. De acordo com Kumar; Gamboa (1979), a história sedimentar da Bacia de Santos e o Platô de São Paulo, sugere que essas duas regiões são estruturalmente contínuas desde o Cretáceo tardio. Kumar *et al.* (2013) afirmam que o embasamento corresponde a crosta continental enquanto Zalán *et al.* (2011) sugere ainda que a Dorsal de São Paulo se encontra na região de manto exumado.

2.1.4 DORSAL DE SÃO PAULO

Caracterizado como uma dorsal, a feição delimita a fronteira sul do Platô de São Paulo, apresentando trend principal E-W (Figura 2). Rochas ígneas com afinidades tanto toleíticas como alcalinas foram constatadas em perfurações realizadas no local pela DSDP (Poço 356) (KUMAR; GAMBOA, 1979), a partir da qual Klingelhoefer *et al.* (2014) sugeriram que a feição era composto de rochas ígneas máficas. De acordo com Kumar; Gamboa (1979) a presença de rochas ígneas com afinidades alcalinas ajudam a corroborar a localização da feição na borda de uma zona de fratura (ZFRG).

A continuidade da feição até a margem é de difícil identificação. A oeste da longitude 42°W os perfis indicam que a dorsal fica cada vez mais enterrada, com profundidades que passam dos 2 km de espessura (KUMAR; GAMBOA, 1979). O limite sul do Arco de Ponta Grossa parece estar localizado ao longo da mesma orientação da dorsal, juntamente com o alto estrutural que limita o sul da Bacia de Santos. Tais evidências, levaram alguns pesquisadores (GAMBOA; RABINOWITZ, 1981; KUMAR; GAMBOA, 1979) a correlacionar a zona de fratura de Rio Grande com as manifestações vulcânicas alcalinas em Lages e Anitápolis e as mudanças do curso dos rios Paraná, levando-os a acreditar que a ZFRG se estende para região continental (Figura 2).

2.1.5 ZONAS DE FRATURA

Reconhecidas como depressões estreitas e profundas, as Zonas de Fratura cortam ortogonalmente os flancos de uma dorsal meso-oceânica e se prolongam em direção às

margens continentais opostas, e podem ou não estar cobertas por sedimentos. Possuem um papel crucial na compreensão da dinâmica de abertura dos oceanos, na estruturação das bacias e do próprio oceano e nas reconstruções das posições das margens (CANDE; LABRECQUE; HAXBY, 1988; FRANCHETEAU; LE PICHON, 1972). Os métodos geofísicos (Gravimetria, Magnetometria e Sísmica) permitem uma boa definição das zonas de fratura quando usados conjuntamente, atenuando a dificuldade de mapeamento de suas extensões devido ao espessamento da cobertura sedimentar na margem continental. São determinadas pelo mapeamento da topografia submarina e por desvios nos lineamentos magnéticos. Na porção da margem continental estudada são identificadas as Zonas de Fratura do Rio Grande (ZFRG) e Zonas de Fratura de Porto Alegre (ZFPA) (Figura 2).

Levando em consideração o alinhamento E-W da dorsal de São Paulo, Kumar *et al.* (1977) sugeriram então a existência da ZFRG imediatamente ao sul da dorsal, entre 27° e 28° S desde as longitudes de 38° a 44° W. Foi caracterizada por Gamboa; Rabinowitz (1981) pela morfologia rugosa do embasamento entre 26° e 27° S, podendo ser mapeada continuamente de 21° a 32° W. A ZFPA também possui orientação E-W estando localizada entre 30°S e 31°S caracterizado pela presença de montes submarinos alinhados com mesma orientação (BASSETTO *et al.*, 2000).

2.1.6 ARCO DE TORRES

O Arco de Torres é um alto estrutural localizado a 48° W 30° S na altura da cidade de Porto Alegre (Figura 2). É uma estrutura geológica que se assemelha a Plataforma de Florianópolis por impor um limite a deposição entre o sul e norte da Bacia de Pelotas (MACHADO, 2010).

2.1.7 BAIXO DE MOSTARDAS

De acordo com Fontana (apud Fonseca, 2006), o Baixo de Mostardas (Figura 2) corresponde a um sinclinal de grande proporção. A região possui uma notável inflexão para oeste de estruturas relacionadas a zona de ruptura albo-aptiana chegando próximo à linha de praia (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

2.2 BACIA DE PELOTAS

Localizada ao norte do segmento austral do Atlântico sul, a bacia possui aproximadamente cerca de 250.000km². A Plataforma de Florianópolis marca o início da bacia imediatamente ao sul da Bacia de Santos, segue até o sul limitada pelo Alto de Polônio

que a separa da Bacia Punta Del Leste. (GAMBOA; RABINOWITZ, 1981). Quando comparada com as demais bacias ao norte, a Bacia de Pelotas se destaca pelo conjunto de falhas antitéticas mergulhando na direção do continente (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979) e pelo volume de rochas magmáticas em seu preenchimento. Esta peculiaridade a levou a ser caracterizada como uma bacia de margem tipo vulcânica (ABREU, 1998; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014; TALWANI; ABREU, 2000; entre outros).

De acordo com Stica; Zalán; Ferrari (2014), desde o sul até o norte da bacia a COB (limite entre a crosta continental e a crosta oceânica) se desloca para leste formando uma espécie de degrau. A mudança segundo os autores, ocorre em trends E-W associados as zonas de fratura oceânicas. Essas descontinuidades são usadas para definirem três segmentos: Norte (porção investigada nesse trabalho), Central e Sul (Figura 4).

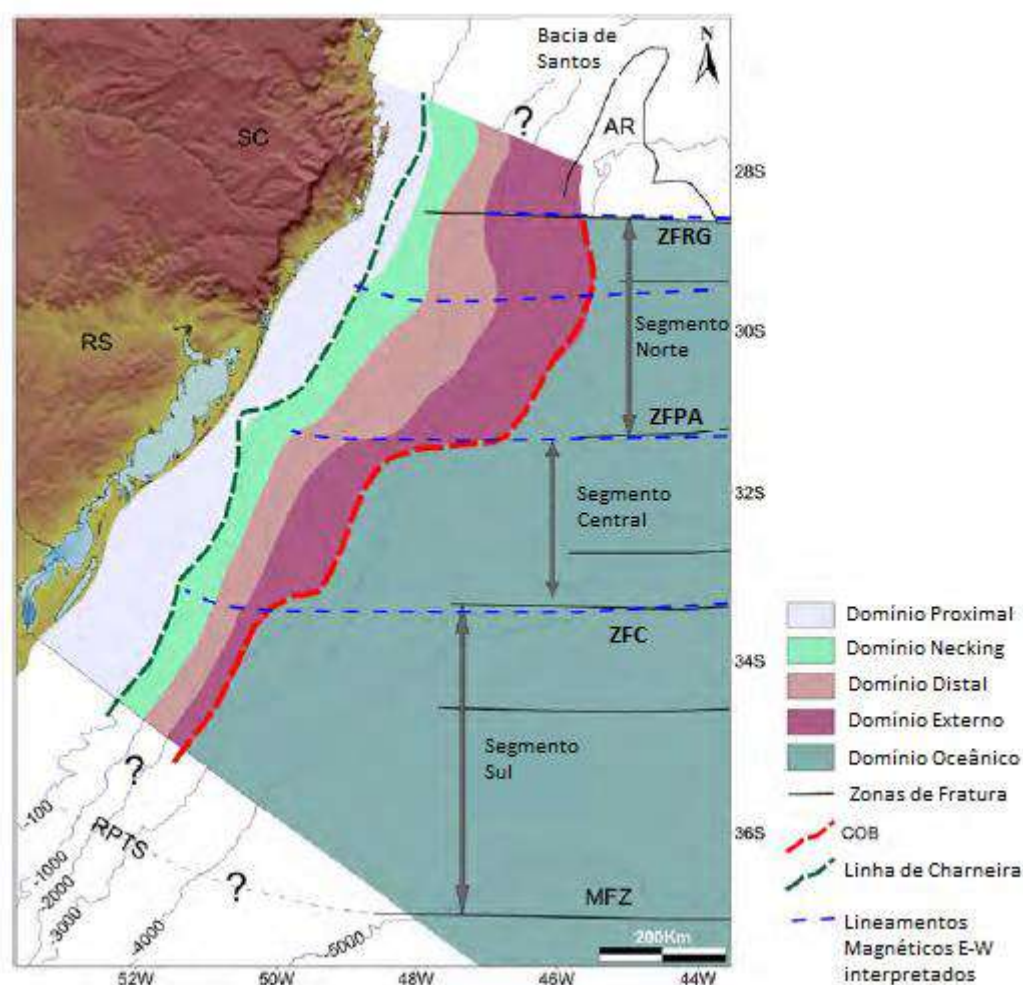


Figura 4 - Mapa esquemático mostrando as três divisões da Bacia de Pelotas, o deslocamento da COB para leste a partir de zonas de fratura e o posicionamento dos domínios interpretados por Stica; Zalán; Ferrari (2014) utilizados como referência neste trabalho (modificado de STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014).

2.2.1 EMBASAMENTO

A Bacia de Pelotas tem como embasamento cristalino rochas do pré-cambriano referidas ao Cinturão Dom Feliciano e rochas sedimentares e vulcânicas pertencentes à Bacia do Paraná e relacionadas a *Large Ingeous Province* Paraná-Etendeka (LIP Paraná-Etendeka).

Cinturão Dom Feliciano

A bacia é estabelecida sobre o Cinturão Dom Feliciano, um orógeno neoproterozóico que aflora desde a costa leste do Uruguai até Santa Catarina. O Cinturão Dom Feliciano também representa o embasamento para a região continental investigada neste trabalho, em especial os Batólitos Pelotas e Florianópolis (Figura 5). O cinturão é composto por rochas metamórficas de baixo grau, granitos e migmatitos cobertos por uma sequência molássica afetada por vulcanismo (VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995). Os eventos termo-tectônicos brasileiro (780-610 Ma) tiveram grande relevância nas formações e deformações desta faixa, em especial o magmatismo sin a pós-tectônico e a deformação transcorrente que gerou a Zona de Cisalhamento NE-SW Dorsal do Canguçu (Figura 5Figura 5), uma longa descontinuidade litosférica (FERNANDES; KOESTER, 1999). A foliação é a principal feição interna, seguindo o alongamento das faixas orogênicas e dos corpos litológicos com direção N30E, com inflexão para N55E ao norte. Zonas de cisalhamento e de empurrão e sistemas de transcorrência originaram a estruturação das faixas contidas no Cinturão Dom Feliciano (HASUI, 2012).

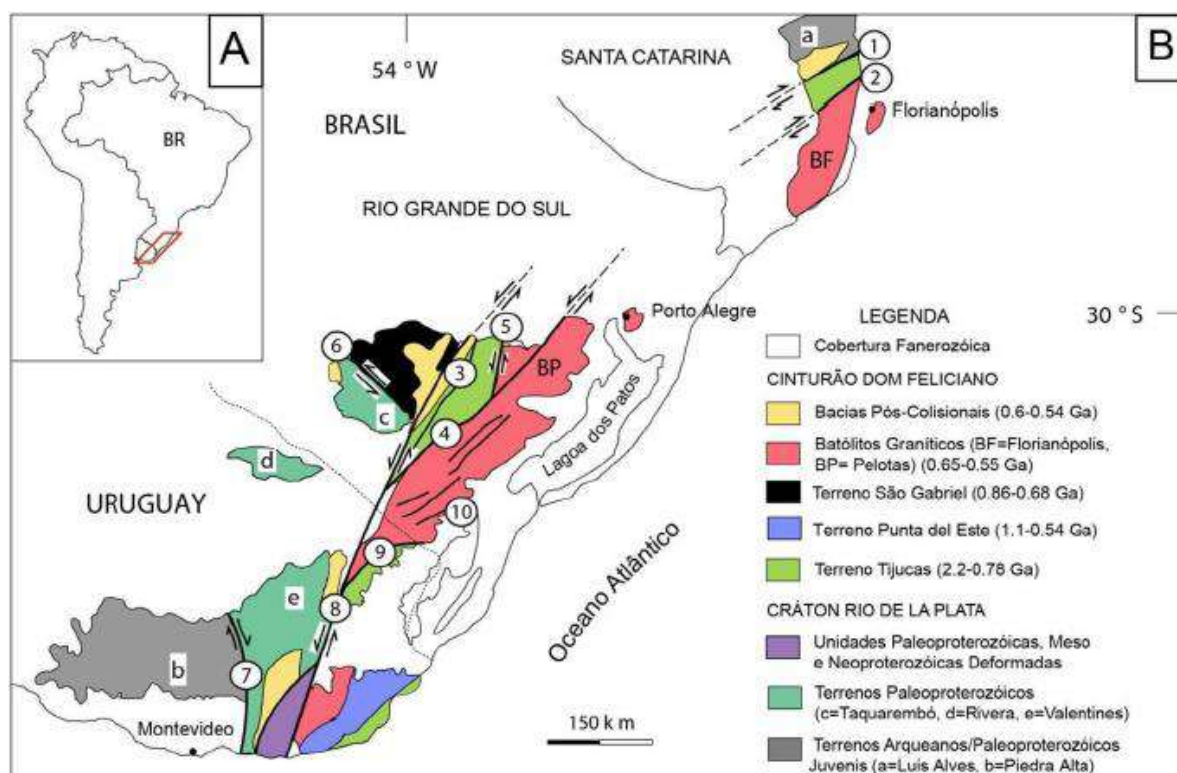


Figura 5 - Mapa geotectônico esquemático do sul do Brasil e Uruguai. a - Terreno Luis Alves, b - Terreno Piedras Altas, c - Terreno Taquarembó, d - Terreno Rivera, e - Terreno Valentines. Principais zonas de cisalhamento: 1 – Itajaí-Perimbó, 2 – Major Gercino, 3 – Santana da Boa Vista, 4 – Dorsal de Canguçu, 5 – Passo do Marinheiro, 6 – Ibaré, 7 – Sarandi Del Yí, 8 – Sierra Ballena, 9 – Cerro Amaro, 10 – Arroio Grande (SALVI, 2014).

O Batólito de Florianópolis é resultado de uma grande e longa expressão magmática gerada em crosta profunda entre 650-580 Ma (BITENCOURT *et al.*, 2008).

O Batólito de Pelotas, também parte do Cinturão Dom Feliciano, constitui-se de suítes graníticas geradas durante processos sin a pós-colisionais que ocorreram entre 650-550 Ma durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. Possui uma grande expressão física, ocupando cerca de 400km de extensão por 80 a 120km de largura (PEREIRA, 2011). As rochas mais a leste fazem parte de um arco magmático de margem ativa sobre uma crosta continental enquanto as rochas mais a oeste compõe o embasamento Paleoproterozóico (FERNANDES *et al.*, 1995). Existem três sistemas principais de cisalhamento associadas ao batólito, todas com orientação predominantemente NE-SW, marcadas em lineação de estiramento mineral e estrias, e com sinais de reativações tectônicas (PHILIPP, 1998).

Bacia do Paraná

Um poço perfurado pela Petrobrás na cidade de Torres, confirmou que além da área fonte de sedimentação clástica para a Bacia de Pelotas, alguns grupos da Bacia do Paraná também compõe o embasamento na Bacia de Pelotas (Grupo Guatá, Passa Dois, Serra Geral e Botucatu) (BUENO *et al.*, 2007; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014).

De idade que varia do Siluriano ao Cretáceo, a Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica com um formato alongado na direção NNE-SSO que abrange uma área de cerca de 1.400.00km², onde a maior parte (1.100.00km²) está localizada no Brasil e as demais se estendem ao Paraguai, Uruguai e Argentina (ZALÁN *et al.*, 1990). No presente trabalho a área investigada abrange a porção em que a bacia mais se aproxima da margem, região localizada na altura do Sinclinal de Torres (Figura 2).

O registro estratigráfico é formado por um pacote sedimentar-magmático com espessura total em torno dos 8.000 metros (ZALÁN *et al.*, 1990) e são caracterizados por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos (MILANI *et al.*, 2007), produtos de diferentes ambientes tectônicos. Também enfatizado por Zalán; Astolfi (1990), os sedimentos encontrados na bacia são predominantemente siliciclásticos, e possuem uma cobertura com o maior volume de basaltos no mundo. A origem e evolução da bacia, foi investigada e interpretada de formas distintas como pode-se ver mais detalhadamente nos trabalhos de Milani *et al.* (2007) e Zalán *et al.* (1990).

Pode-se reconhecer um padrão de lineamentos e estruturas presentes na bacia. Dentre os principais, as com orientações NW-SE são mais novas e relacionadas aos eventos do Mesozoico, enquanto as com orientação NE-SW são mais velhas derivadas das estruturas do embasamento pré-cambriano. Zalán *et al.* (1990) afirmam que os arcos com orientação NW, como o Arco de Ponta Grossa e o Arco do Rio Grande (Figura 2), estão situados ao longo de zonas de falhas e a forte resposta aeromagnética indicaria diques espessos de diabásio derivados do manto, supostos alimentadores dos derrames mesozoicos. As falhas com orientação NW, foram reativadas durante o evento tectônico denominado de reativação Wealdeniana, ocorridas entre o Neojurássico e o Eoceno, relacionado a todos episódios de magmatismo, sedimentação, formação da bacia e tectonismo, frutos da quebra do continente Gondwana (ZALÁN *et al.*, 1990). Ainda de acordo com Zalán *et al.* (1990), os lineamentos E-W presentes na bacia, com idade Triássica, podem estar diretamente relacionado com as zonas de fraturas oceânicas.

Large Igneous Province Paraná-Etendeka (LIP)

As chamadas LIP ou *Large Igneous Province* (Grande Província Ígnea), são as áreas com enorme concentração de extrusões vulcânicas geradas em um curto período de tempo. Essas grandes feições são geralmente associadas a mudanças climáticas, grandes elevações regionais e o ao processo de ruptura continental. As LIP estão geralmente relacionadas a magmas toleíticos e riolíticos que datam de aproximadamente 138-130 Ma (BALLMER; VAN KEKEN; ITO, 2015) e ocorrem como extrusões basálticas continentais, como platôs oceânicos, margens vulcânicas e extrusões basálticas em bacias oceânicas.

A LIP Paraná-Etendeka (Figura 6) está localizada parcialmente no continente africano e sul americano chegando a uma área total de 1.200.000km² de derrames basálticos datados do começo do Cretáceo (PEATE, 1997). De acordo com Ernesto *et al.* (2002), os basaltos toleíticos foram divididos entre baixo e alto TiO₂ e elementos compatíveis, sendo os de alto teor encontrados principalmente na porção norte da Bacia do Paraná enquanto os de baixo teor na porção sul. As assinaturas geoquímicas indicariam que os basaltos se originaram de fusões do manto litosférico e portanto sem conexão com uma convecção mantélica ou com as fontes de basalto do tipo MORB.

O Arco de Ponta Grossa (Figura 6) também guarda uma das mais significativas intrusões de diques com trend principal NW-SE enquanto os enxames de diques de Florianópolis são paralelos a linha de costa com trends NE-SW (Figura 7). Ambos possuem assinaturas geoquímicas e isotópicas semelhantes àqueles basaltos encontradas na Bacia do Paraná (ERNESTO *et al.*, 1999).

Segundo a compilação feita por (ERNESTO *et al.*, 2002), baseadas em datações ⁴⁰Ar/³⁹Ar, as atividades magmáticas na província ígnea do Paraná ocorreram principalmente entre 132-133 Ma, seguidos pelas intrusões de diques de Ponta Grossa entre 131-129 Ma e logo depois pelos de Florianópolis entre 129-119 Ma. As ocorrências de enxames de diques em Santos e Rio de Janeiro datam entre 132-119 Ma (ERNESTO *et al.*, 2002).

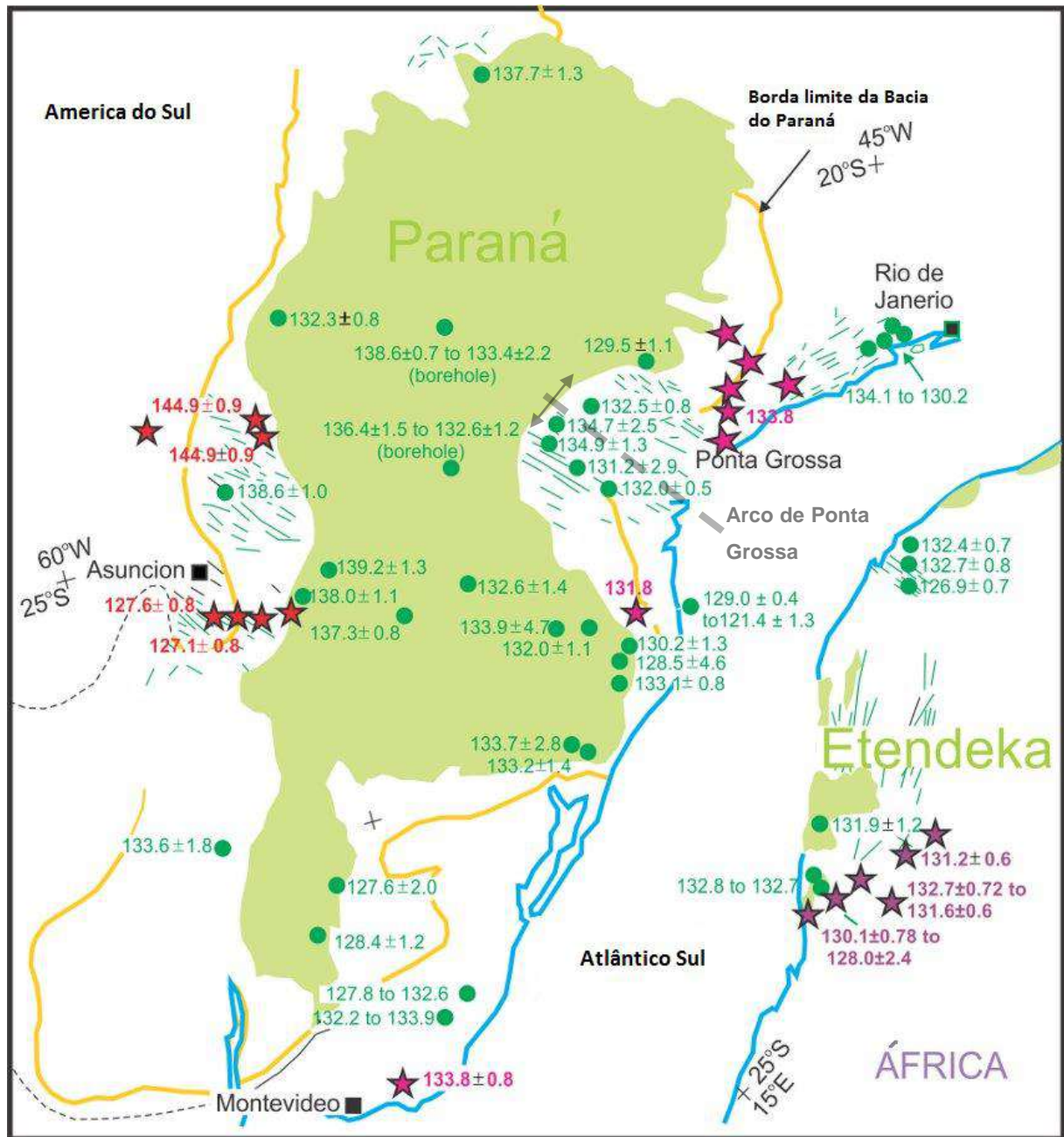


Figura 6 - Variação espacial de idades determinadas através da datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rochas alcalinas (lilás e vermelho) e toleíticas (verde) da Província Ígnea Paraná-Etendeka (modificado de GIBSON; THOMPSON; DAY, 2006).

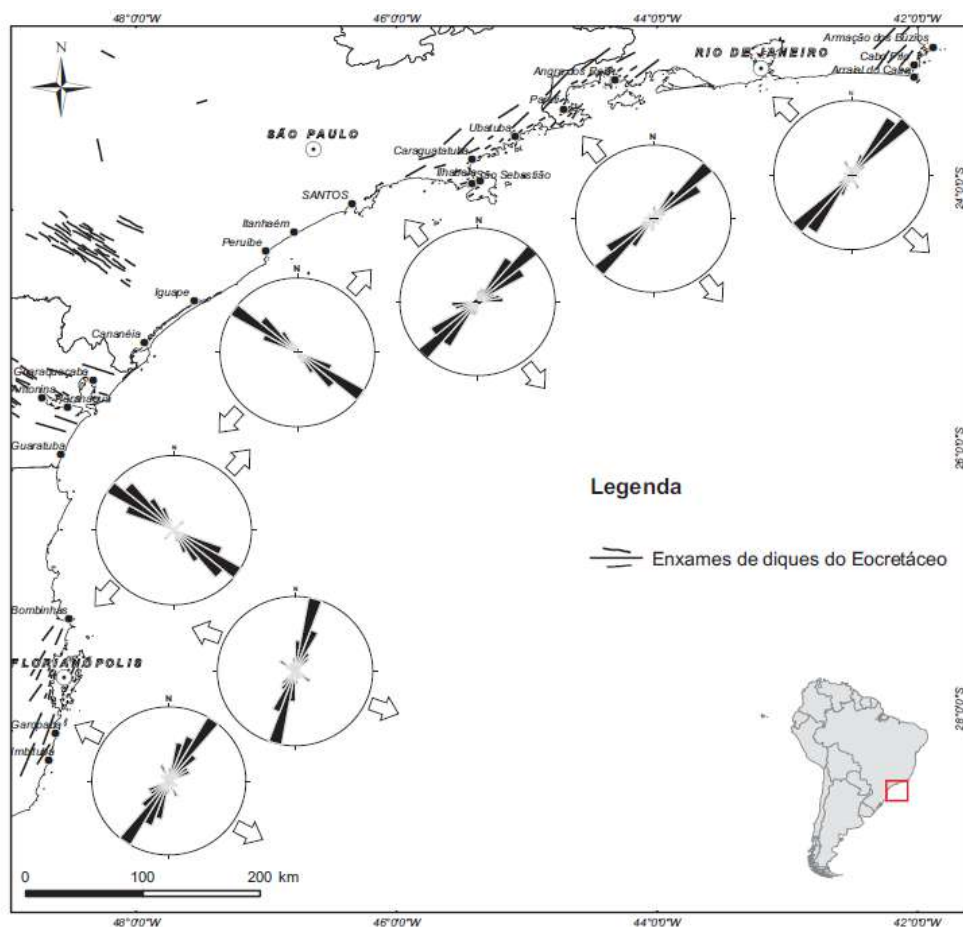


Figura 7 - Distribuição dos enxames de diques cretáceos (TOMBA, 2012).

Lineamentos Estruturais Continentais

São reconhecidos alguns lineamentos e zonas de cisalhamento no embasamento cristalino e na Bacia do Paraná que podem estar relacionados com a estruturação da Bacia de Pelotas (Figura 8).

O Lineamento Torres-Rio Pelotas se encontra alinhado ao Sinclinal de Torres, uma grande dobra localizada na Bacia do Paraná, com a maior presença de afloramento de vulcânicas da LIP Paraná-Etendeka na América do Sul, possui orientação NW-SE e representa a ligação entre os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande (FONSECA, 2006; WAICHEL *et al.*, 2012). O Lineamento Rio Uruguai marca uma subdivisão das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral onde o setor ao norte é onde ocorrem basaltos toleíticos com alto e baixo teor de TiO_2 enquanto o setor sul dominam apenas basaltos de baixo teor (PICCIRILLO *et al.*, 1990).

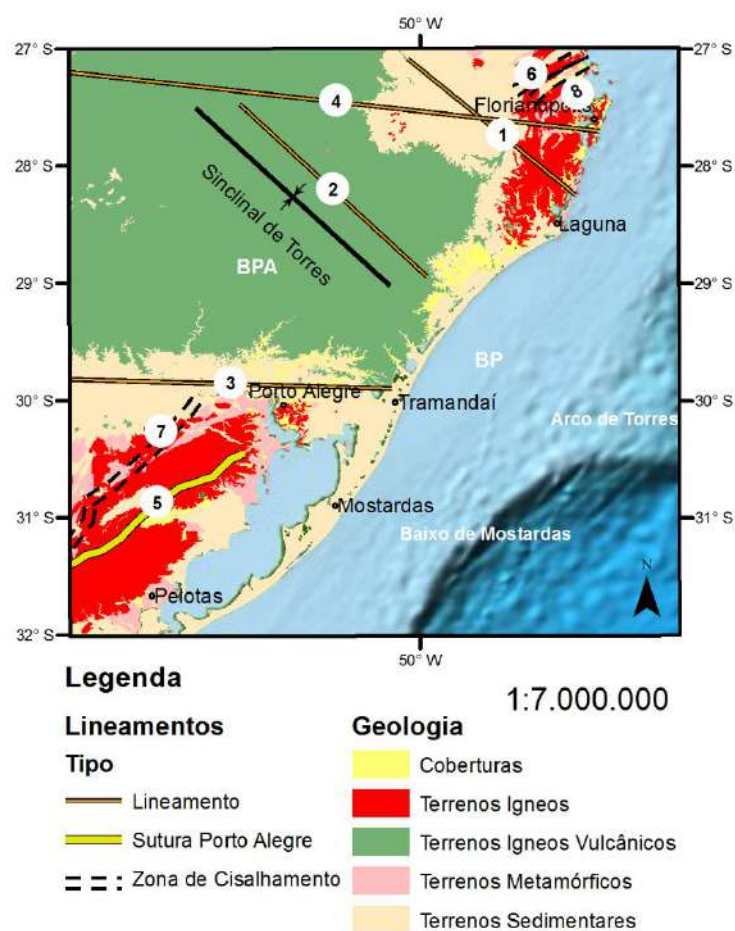


Figura 8 - Região continental da região investigada destacando geologia e os principais lineamentos existentes na área. 1 – Lineamento Tibagi; 2 – Lineamento Torres-Rio Pelotas; 3 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 4 – Lineamento Rio Uruguai; 5 – Sutura de Porto Alegre (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – Zona de Cisalhamento Itajaí; 7 – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – Zona de Cisalhamento Major-Gercino (ZCMG). BPA – Bacia do Paraná; BP – Bacia de Pelotas Geologia (CPRM).

O Lineamento Jacuí-Porto Alegre (FONSECA, 2006) antes denominado de Lineamento de Bento Gonçalves (CONCEIÇÃO; ZALÁN; WOLFF, 1988) se desenvolveram a partir do Triássico e estariam relacionadas a abertura do Oceano Atlântico de acordo com Conceição; Zalán; Wolff (1988). O Lineamento Tibaji é bem definido em imagens de SRTM por drenagens e pelo relevo, é constituído por falhas normais e grábens (GARCIA, 2012).

2.2.2 SUPERSEQUÊNCIAS SEDIMENTARES E ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Além do embasamento, compõem o registro estratigráfico da Bacia de Pelotas sequências deposicionais compostas por rochas sedimentares e vulcânicas do Cretáceo Inferior, Paleógeno e do Neógeno (Figura 9).

A estratigrafia da bacia (Figura 9) foi revista e atualizada por Bueno *et al.* (2007) que dividiu a mesma em 4 supersequências resumidas a seguir.

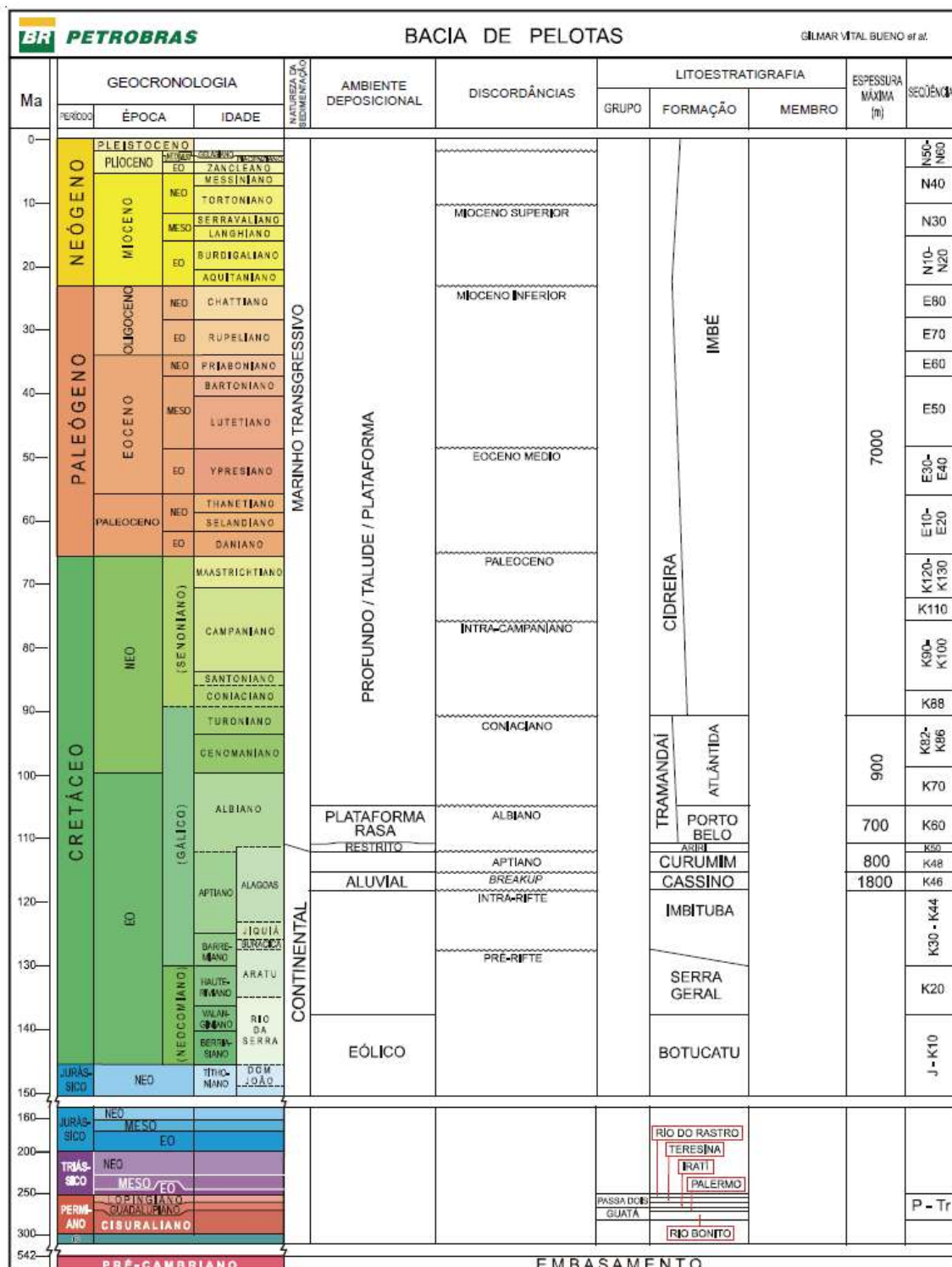


Figura 9 - Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas Bueno *et al.* (2007).

A Supersequência Pré-Rifte, é composta pelos já mencionados derrames basálticos da Formação Serra Geral, considerados por Milani; França; Schneider (1994), Bueno *et al.*

(2007) e Stica; Zalán; Ferrari (2014) como um vulcanismo anterior a ruptura do Gondwana, indicando um estágio inicial do processo de rifteamento. A mesma se encontra rotacionada em contato discordante com as rochas do estágio rift (BUENO *et al.*, 2007).

A Supersequência Rift é dividida em dois estágios: Rift I e Rift II (BUENO *et al.*, 2007). Durante o processo de ruptura continental, entre o Hauteriviano e Barremiano, um grande volume de vulcânicas representadas na forma de SDR (Seaward Deep Reflectors) (Formação Imbituba), do estágio Rift I, foram cristalizadas em condições subaéreas e possivelmente controladas por falhas antitéticas geradas durante o estágio de rift (ABREU, 1998) (Figura 10).

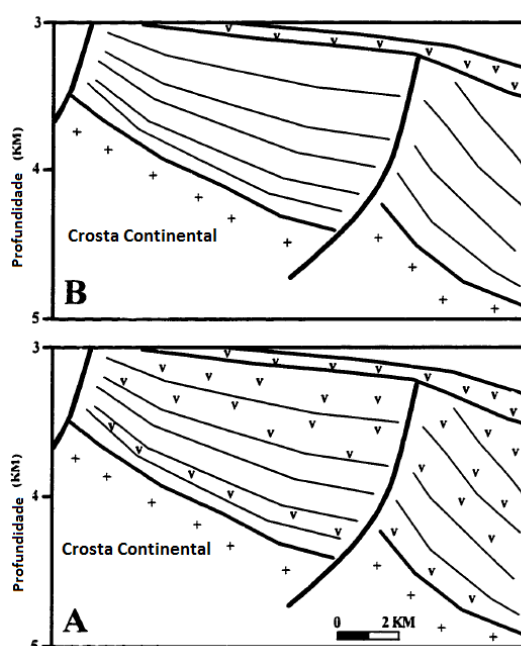


Figura 10 - Grábens formados por falhas antitéticas na Bacia de Pelotas. Podem estar preenchidos por vulcânicas (A) e/ou por sedimentação pré ou sin-rift coberta por uma fina camada de vulcânicas (modificado de ABREU, 1998).

O Rift II é composto por clásticos grossos e finos (Formação Cassino) que preenchem os semi-grabens (BUENO *et al.*, 2007). Em direção a região sul da bacia, as falhas antitéticas se tornam comuns (ABREU, 1998).

Com uma típica geometria SAG, a Supersequência Pós-Rift é composta por basaltos, andesitos e traquiandesitos restritos a porção norte da bacia, com sedimentos interderrames alternados por arenitos continentais na base para arenitos marinhos com calcários no topo (BUENO *et al.*, 2007). Esse arranjo sugere uma deposição inicial lacustre gradando para um ambiente marinho (BUENO *et al.*, 2007). Segundo Dias *et al.* (1994) essa suíte vulcânica data de $113 \pm 0,1$ Ma.

A Supersequência Drift é composta de carbonatos, pelitos, arenitos e clásticos mais grossos gerados por eventos de transgressão e regressão (BUENO et al., 2007).

Devido ao fato da ruptura final da Bacia de Pelotas ter ocorrido durante a zona quiescência magnética cretácea, é difícil a distinção da idade correta através das anomalias magnéticas, entretanto é provável que tenha ocorrido em torno de 113 Ma, idade absoluta obtida no topo de uma seção de SDR (DIAS ET AL., 1994). Bueno *et al.*, (2007), consideraram que a ruptura da Bacia de Pelotas, compreendido por uma descontinuidade entre a Formação Cassino e a Formação Curumim, por volta de aproximadamente 115 Ma.

Durante o Albiano e Turoniano, a crosta continental mergulhava levemente em direção ao oceano, recoberta por rochas vulcânicas e carbonatos aptianos e albianos (ABREU, 1998) (Figura 11).

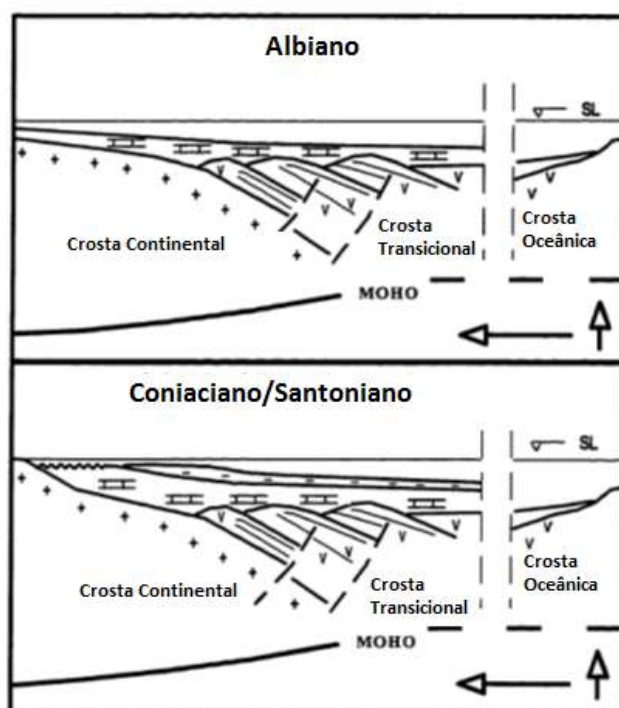


Figura 11 - Reconstrução da Bacia de Pelotas no Albiano e Coniaciano/Santoniano (modificado de ABREU, 1998).

No embasamento são encontradas falhas normais subparalelas à costa (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979; ABREU, 1998) que são interpretadas como resultado de basculamentos sucessivos ocorridos na margem continental que se rompia durante o processo de subsidência da crosta oceânica (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979). Conforme a subsidência prosseguia, a exposição e consequente erosão das camadas deu-se origem a uma grande desconformidade por volta do Coniaciano (~89-83 Ma). De acordo com Abreu (1998), o afundamento das camadas carbonáticas e a desconformidade pode estar diretamente

relacionadas com um processo de subsidência abrupto causado por um colapso da cordilheira meso-oceânica do Atlântico sul. Por repercussão o evento basculou a margem, içando o embasamento e as camadas carbonáticas sobrepostas, expondo-as a erosão e movendo a charneira de ruptura em direção ao continente, conforme ilustra a Figura 12.

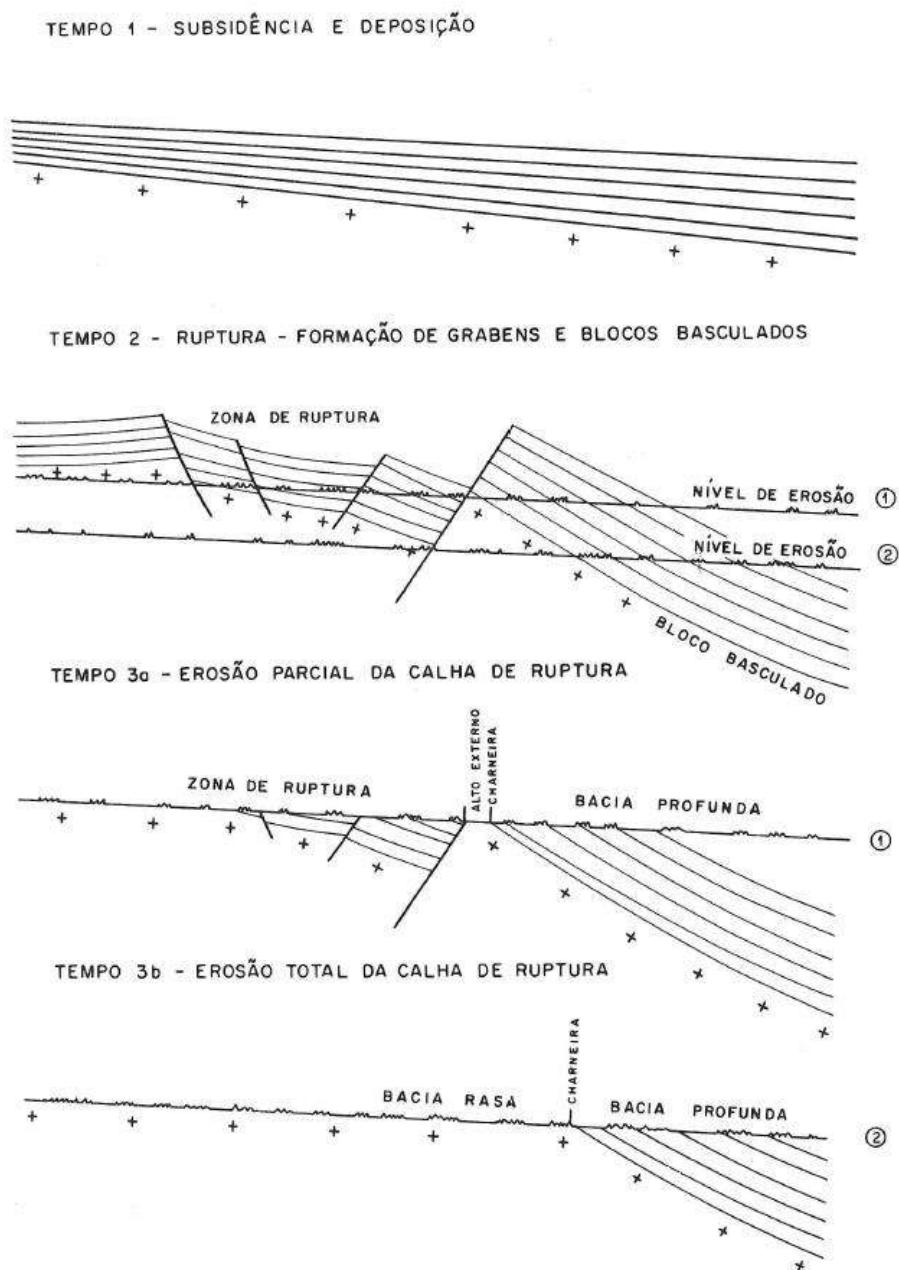


Figura 12 - Basculamento e ruptura da crosta com subsequente erosão (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

Na estruturação da bacia se destacam três feições bem definidas (Figura 13). A primeira é caracterizada pelo baixo mergulho do embasamento em direção ao mar na região proximal; a segunda é definida pela charneira de ruptura aptiana formada por grábens

assimétricos; o terceiro e último é definido pelo forte mergulho do embasamento em direção ao mar (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

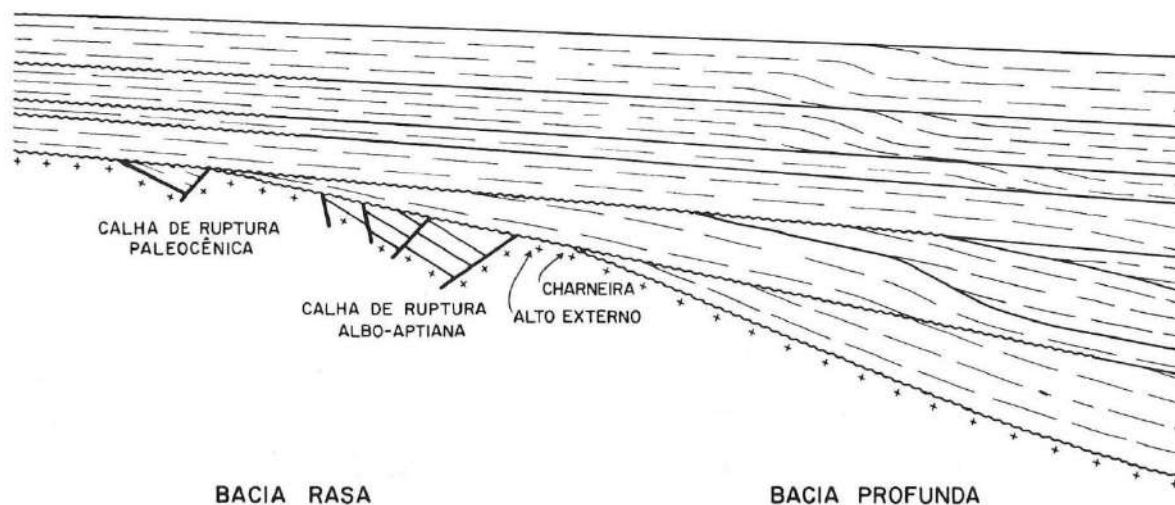


Figura 13 - Esquema geral do arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

Devido à preservação da seção sedimentar na calha da ruptura após o basculamento e erosão do evento Albo-Aptiano, formou-se uma região aplainada alongada subparalelamente à costa conhecida como Alto Externo. Essa feição não foi preservada na região sul da bacia onde episódios sucessivos de basculamento e erosão a destruíram. Na área investigada neste trabalho, a região mais ao norte da Bacia de Pelotas, teve apenas parte de sua calha de ruptura destruída pelos eventos paleocênicos.

De acordo com Gonçalves; Oliveira; Motta (1979), ocorreu um maior basculamento no restante da Bacia de Pelotas em comparação com a Plataforma de Florianópolis, justificando um intenso falhamento com planos inclinados para o continente que afetam o embasamento e a seção cretácea mais antiga. A zona de ruptura Albo-Aptiana se encontra deslocada na região da Plataforma de Florianópolis para cerca de 60 km a leste da posição encontrada ao sul na Bacia de Pelotas (GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979).

Levando em consideração as diferenças reológicas do embasamento da Bacia de Pelotas, Bueno *et al.* (2007), acreditam que isso pode ter causado os diferentes comportamentos termomecânico durante as fases rift e pós-rift, como por exemplo o aumento abrupto da espessura da Supersequência Pós-Rift sobre o prolongamento da Sinclinal de Torres para dentro da bacia, e entre outras a variação brusca na largura da área de SDRs entre as sub-bacias, também observado por Stica; Zalán; Ferrari (2014). Apesar de ser uma bacia de margem passiva do tipo vulcânica, Stica; Zalán; Ferrari (2014), baseados em interpretações

sísmicas (Figura 14), dividiram a margem em cinco domínios transicionais inicialmente descritos para margens do tipo pobre em magma por Peron-Pinvidic; Manatschal; Osmundsen (2013): Domínio Proximal, Domínio *Necking*, Domínio Distal, Domínio Externo e Domínio Oceânico. Fica distinto as diferenças na arquitetura da margem ao sul da Bacia de Pelotas com largura muito inferior a observada na margem ao norte da bacia já na região de transição.

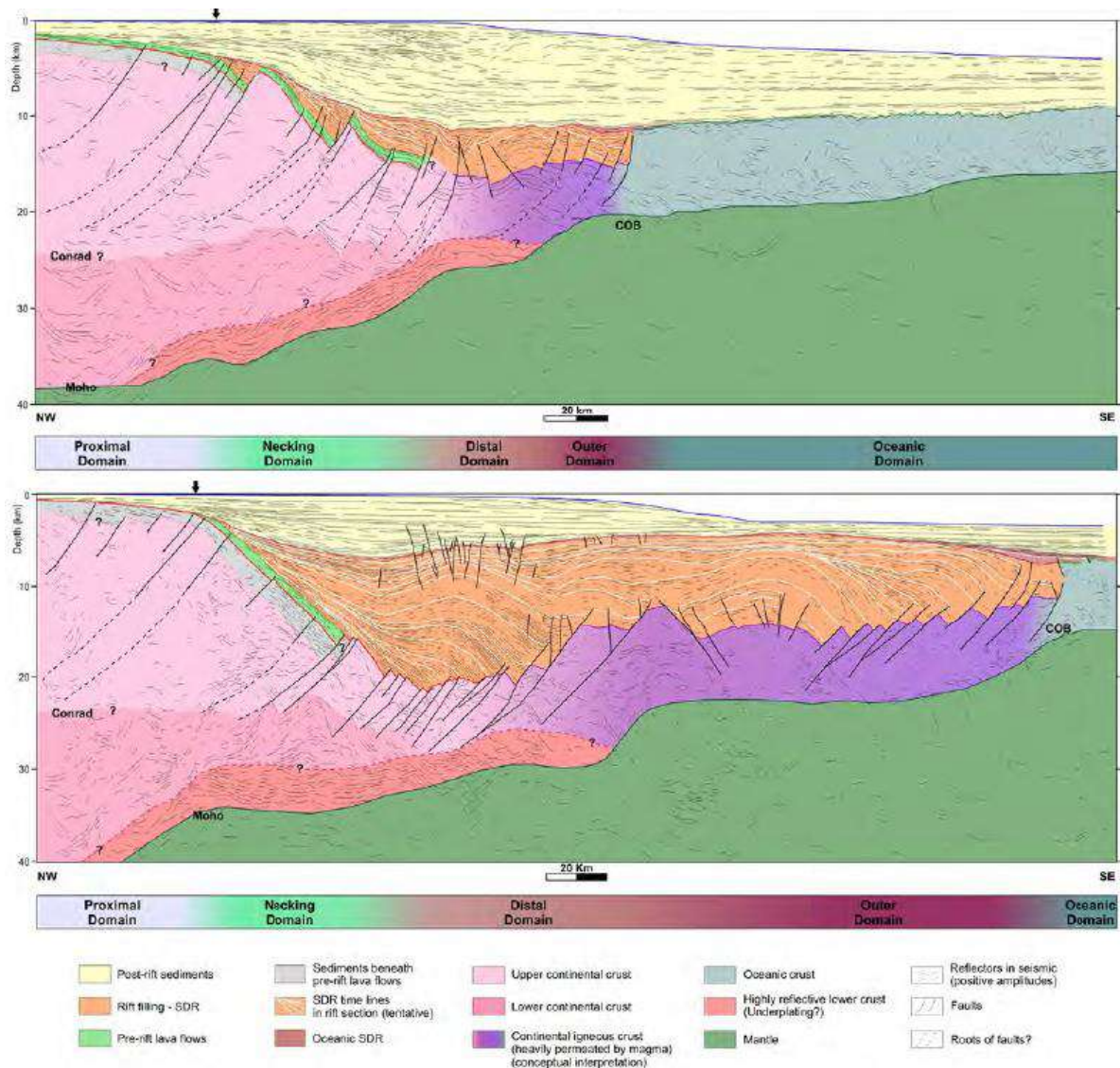


Figura 14 - Linhas sísmicas regionais interpretadas por Stica; Zalán; Ferrari (2014). (A) Localizada no extremo sul da Bacia de Pelotas. (B) Localizada no norte da Bacia de Pelotas. Proximal Domain - Domínio Proximal; Necking Domain – Domínio Necking; Distal/Hyperextended Domain – Domínio Distal/Hiperextendido; Outer Domain – Domínio Externo; Oceanic Domain – Domínio Oceânico.

2.2.3 MAGMATISMO

A Bacia de Pelotas se distingue das demais bacias ao norte (Figura 15) pelo grande volume de SDRs, principalmente na porção norte (ABREU, 1998; BUENO, 2004;

TALWANI E ABREU, 2000; *STICA*; ZALÁN; *FERRARI (2014)*. De acordo com Abreu (1998), a Bacia de Pelotas apresenta dois padrões distintos de SDRs. A região sul apresenta SDRs com fácies planar-divergente dentro das falhas que geram os sistemas de semi-grabens. Já na região norte, as fácies se mostram com um padrão convexo-divergente, as falhas são menos óbvias e as expressões vulcânicas possuem maior extensão lateral ao ponto de formação de montes com trends de direção NW-SE. Ainda de acordo com o autor, o padrão encontrado na Bacia de Pelotas é bem similar ao encontrado na Bacia de Walvis na margem conjugada africana, ambas apresentam SDRs que mergulham tanto paralelos quanto perpendiculares às respectivas margens, e possuem uma tendência de mergulho com direção ao norte, similar as vulcânicas da Bacia do Paraná que de acordo com Talwani e Abreu (2000) pode estar relacionado a propagação do rift para o norte.

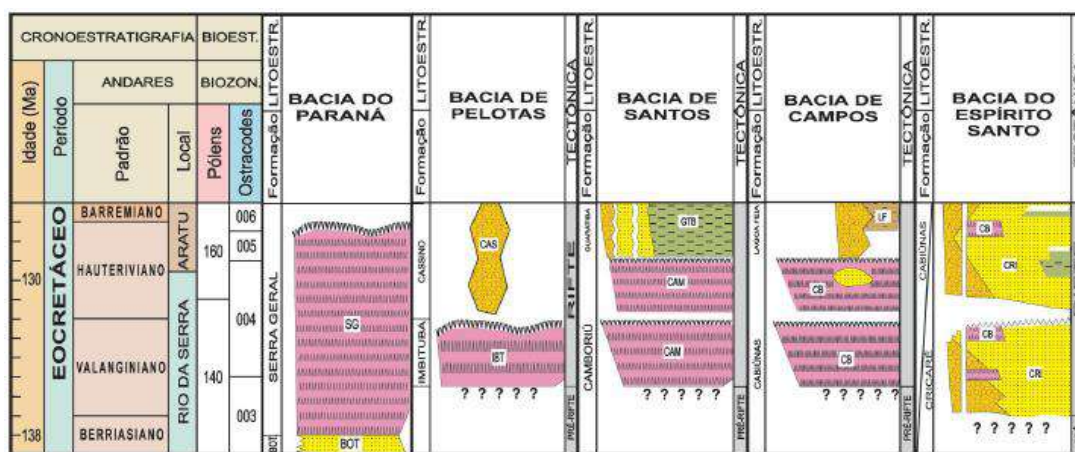


Figura 15 - Comparação do magmatismo presente nas bacias da margem sudeste brasileira (BUENO ET AL. 2004).

As seqüências estratigráficas caracterizadas por derrames basálticos toleíticos são datadas do Eocretáceo (Mizusaki, 1987 apud DIAS ET AL., 1994) comprovados em poços feitos pela Petrobrás (Figura 16) e são divididas por Bueno *et al.* (2007) em três unidades diferentes: Formação Serra Geral, Formação Imbituba e Formação Curumim. Dias *et al.* (1994) consideraram que a Formação Serra Geral e a Formação Imbituba seriam cogenéticas.

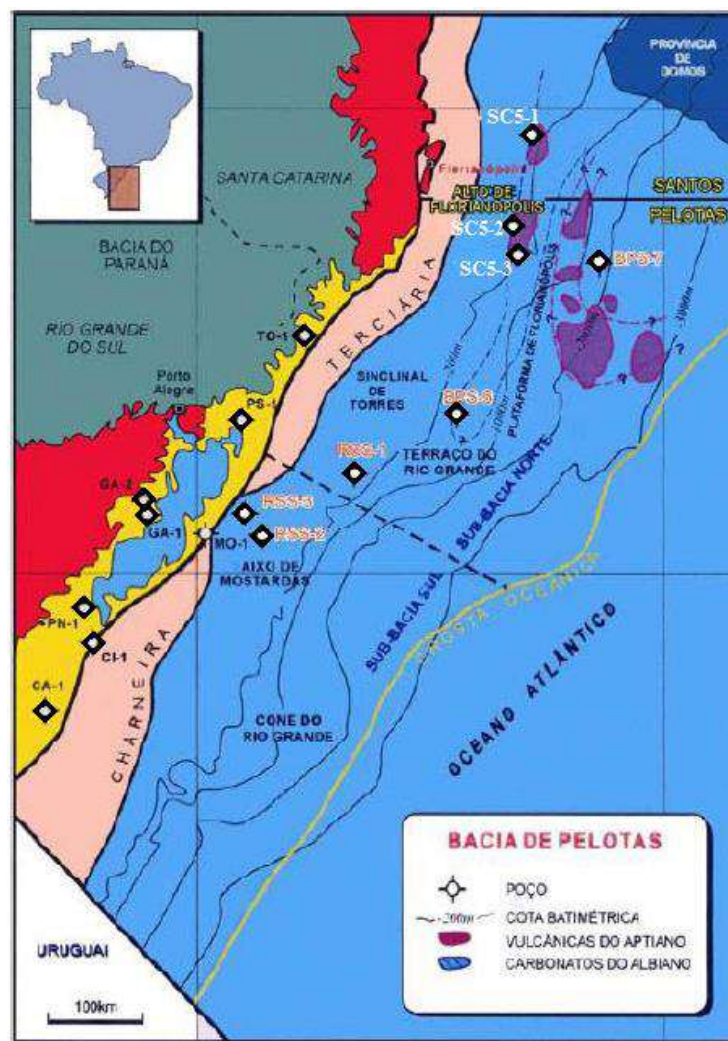


Figura 16 - Localização de poços exploratórios na margem sudeste. Poço: SC5-1, traquiandesitos e andesitos datados de $113,2 \pm 0,1$ Ma (método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$; SC5-2, basaltos datados de $70 \pm 2,6$ Ma (método K/Ar em rocha total); SC5-3, basaltos iguais ao poço SC5-2 datados de $135,6 \pm 6,6$ Ma (método K/Ar em rocha total) (MACHADO, 2010 modificado de SILVEIRA; MACHADO, 2004).

De acordo com Lobo; Szatmari; Duarte (2006), os resultados de cálculos de fusão em equilíbrio não modal, mostram que os basaltos da Bacia de Pelotas não podem ser produtos da mistura entre pluma mantélica e manto litosférico subcontinental, tendo portanto provável contribuição apenas do manto litosférico subcontinental. Foram caracterizados duas suítes de basaltos para a Bacia de Pelotas, uma de alto- TiO_2 e outra de baixo- TiO_2 . Testes realizados por Lobo; Szatmari; Duarte (2006), onde verificou-se a razão de La/Yb_N com relação a quantidade de granada no sólido residual, mostraram que seria impossível que uma mesma fonte tenha gerado dois tipos de basaltos presentes na bacia (Alto TiO_2 vs baixo TiO_2). Baseados nestes testes, Bueno *et al.* (2007) sugeriram uma discordância separando estas unidades, e indicaram um intervalo aproximado de 130–118 Ma para a Formação Imbituba,

idade relacionada ao período do rift na Bacia de Pelotas, enquanto para a Formação Serra Geral indicaram um período de idade entre 138–127 Ma (pré-rift). A Formação Curumim tem uma origem posterior com idade aproximada de 113 Ma (DIAS *ET AL.*, 1994), relacionada ao pós-rift.

Devido à falta de dados geocronológicos mais precisos, não é possível afirmar com certeza que os basaltos de Pelotas são mais recentes que os da Bacia de Campos, apesar dos atuais dados assim os indicarem (DIAS *ET AL.*, 1994).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1.1 FORMAÇÃO DE MARGENS CONTINENTAIS

Margens passivas são o resultado de processos extensionais ocorridos em uma placa tectônica gerando duas margens conjugadas. A partir de diferentes tipos de processos tectônicos que refletem a estrutura termal e evolução reológica da litosfera ocorre um estiramento e afinamento com consequente ruptura da crosta (LE PICHON; SIBUET, 1981; MCKENZIE, 1978; SLEEP, 1971; WERNICKE, 1985). Os esforços extensionais da litosfera resultam na ascensão das isotermas e culmina na descompressão adiabática e fusão parcial de rochas do manto, gerando magmatismo.

Essas expressões de magmatismo nas margens podem ocorrer de diferentes formas e dependem de fatores como temperatura, composição, taxa de extensão e espessura litosférica. As LIP são muitas vezes associadas a rifts continentais e a formação de margens passivas (WHITE; MCKENZIE, 1989).

Existem hoje diversos modelos que tentam descrever os principais esforços responsáveis pela ruptura continental e o desenvolvimento de um rift. Eles são geralmente baseados em um ou em uma combinação de dois importantes modelos: o baseado em cisalhamento simples (*simple shear*) desenvolvido por McKenzie (1978) e o baseado em cisalhamento puro (*pure shear*) desenvolvido por Wernicke (1985).

Usando o cisalhamento puro como mecanismo, McKenzie (1978) propôs que a litosfera seria uniformemente estendida produzindo feições altamente simétricas lateralmente. Ele sugeriu que a subsidência da bacia era inicialmente causada pela própria extensão da crosta. Por compensação isostática a astenosfera ascenderia posteriormente se resfriaria lentamente. Com o resfriamento litosférico, o aumento de densidade da região da crosta estendida causa uma segunda subsidência termal. Do lado oposto, com a aplicação de cisalhamento simples, Wernicke (1985) sugeriu que as deformações que ocorrem na crosta e na litosfera estão associadas. O modelo prediz variações de afinamento entre a crosta e o manto de forma assimétrica, que reflete a superfície de “*detachment*” observada por Wernick que separa de forma irregular a porção superior da porção inferior da placa, originando margens continentais conjugadas assimétricas.

O aumento de dados obtidos e novos modelos dinâmicos contribuíram para uma maior precisão na observação e caracterização das margens passivas e demonstram que tanto o cisalhamento puro quanto o simples podem ocorrer na mesma margem em um determinado

momento de sua evolução. Portanto a combinação dos dois modelos continua sendo largamente utilizada (MANATSCHAL; LAVIER; CHENIN, 2015; WATTS, 2012).

Dentre propostas sobre sua geometria e contextos tectônicos, diferentes termos e conceitos foram cunhados e desenvolvidos para se referirem a morfologia, domínios e processos geológicos específicos. No entanto muitos desses termos usados descrevem feições e processos similares entre si.

Peron-Pinvidic; Manatschal; Osmundsen (2013) e Sutra *et al.*, (2013), defendem a existência de elementos estruturais chaves entre os tipos de margens existentes que permitem caracterizar sua evolução e a atual geometria. A partir disso, propõem uma divisão estrutural composta de cinco domínios transicionais: Proximal, *Necking*, Distal, Externo e oceânico. Como observado na Figura 17 e Figura 18.

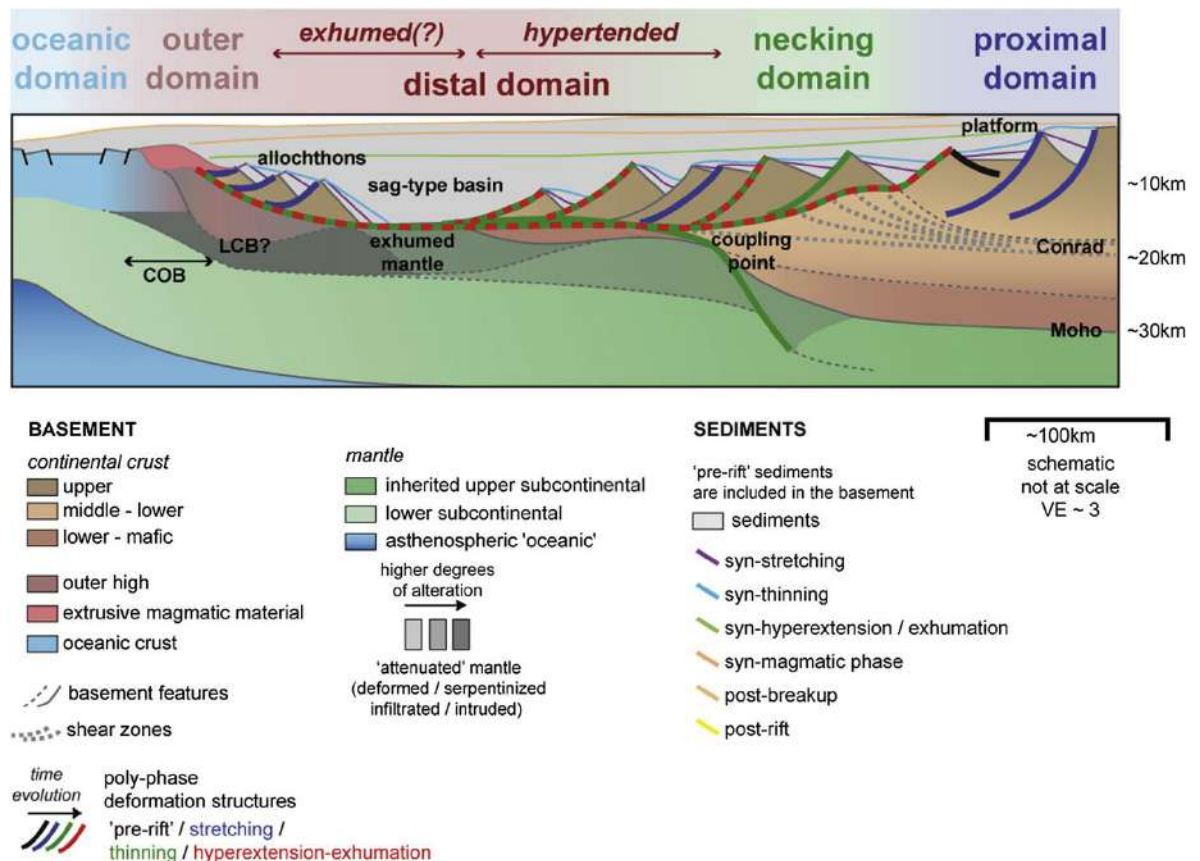


Figura 17 - Seção esquemática de uma margem rifteada (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013). Proximal Domain - Domínio Proximal; Necking Domain – Domínio Necking; Distal/Hyperextended Domain – Domínio Distal/Hiperextendido; Outer Domain – Domínio Externo; Oceanic Domain – Domínio Oceânico.

Segundo Sutra *et al.* (2013), o Domínio Proximal ou Domínio Estirado é caracterizado pela crosta continental pouco afetada pelos esforços extensionais, apresentando portanto espessura próxima a original. Tal Domínio é afetado por falhas normais geralmente superficiais que formam grabens e consequentemente geram espaços para o desenvolvimento de bacias sedimentares. O topo do embasamento e o topo do manto estão em geral sub paralelos.

O Domínio de *Necking* é a área onde ocorre uma grande criação de espaço de acomodação. Seu início geralmente está localizado nos pontos de charneira e devido ao abrupto afinamento da crosta continental. Neste domínio, a Moho (sísmica) e o topo do embasamento (sísmico) deixam de estar sub paralelos e convergem em direção ao oceano. O fim do domínio geralmente é coincidente com o momento em que falhas crustais atingem o manto (ponto de acoplamento ou *coupling point*). Esse ponto limita dois segmentos da margem: o continental, onde a deformação se dá apenas no âmbito da crosta, e o oceânico onde as deformações crustais cessam (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013; SUTRA *et al.*, 2013).

O Domínio Distal ou Domínio Hiperextendido conforma a área onde a crosta foi extremamente afinada e espera-se que as deformações dúcteis na crosta deem lugar as deformações rúpteis com falhas cortando toda crosta e manto, embora isto não seja ainda observado globalmente. Devido ao grande afinamento da crosta nessa região, que pode chegar a ter espessura inferior a 10 km, o domínio é comumente chamado de Domínio Hiperextendido (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013; SUTRA *et al.*, 2013). Dependendo da região estudada a presença de manto exumado caracteriza o domínio como zona de manto subcontinental exumado (WHITMARSH *et al.*, 1996).

O Domínio Externo possui uma delimitação mais complexa. Definido por Peron-Pinvidic; Manatschal; Osmundsen (2013), ele é usado por Stica; Zalán; Ferrari (2014) para caracterizar a parte norte da Bacia de Pelotas, entretanto, ele não é definido por Sutra *et al.* (2013) que cita apenas o Domínio Exumação, que nem sempre está presente, seguido diretamente pelo Domínio Oceânico. De acordo com Peron-Pinvidic; Manatschal; Osmundsen (2013), trata-se do domínio que diferencia margens vulcânicas das não vulcânicas. Apesar das grandes dificuldades em sua identificação, seu término corresponde a um alto estrutural na fronteira entre a crosta oceânica e a crosta continental (COB), enquanto seu início irá depender das características locais. A composição desse embasamento é no geral desconhecida e ainda não foi observado globalmente.

O Domínio Oceânico é a região onde começa a crosta oceânica. Esse limite (COB) no entanto não é muito bem compreendido devido à complexidade do caráter transicional em que se encontra. As características heterogêneas do embasamento nesse ambiente transicional resulta em dados geoquímicos e geofísicos anômalos. A presença de corpos geológicos atenuam os sinais geofísicos nessa região, como sal, intrusões e derramamentos vulcânicos dificultando uma definição mais clara. No entanto, as características geofísicas variam, estando subordinadas ao tipo de margem presente, do tipo vulcânica ou não vulcânica (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013; SUTRA *et al.*, 2013).

Ainda de acordo com Sutra *et al.* (2013) há uma grande dificuldade em quantificar a extensão das margens dado a falta de conhecimentos do processo de afinamento crustal que ocorre em múltiplas fases.

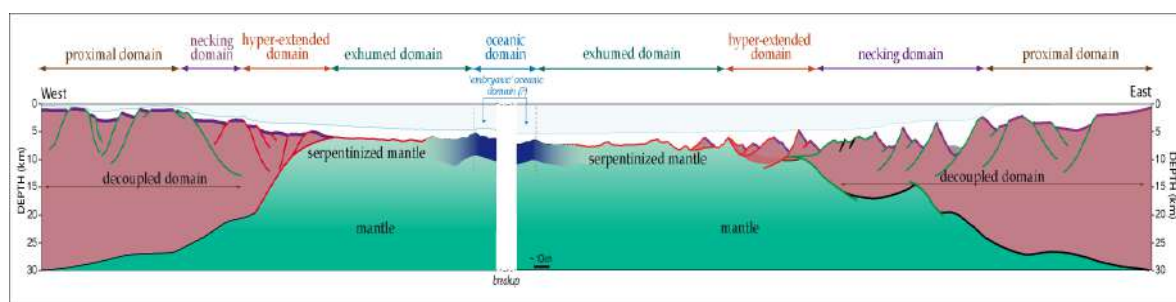


Figura 18 - Modelo da arquitetura de margem passiva (SUTRA ET AL., 2013).

3.1.2 SEAWARD DIPPING REFLECTORS (SDR)

SDR são refletores sísmicos presentes em diversas margens continentais como no Platô Voring na Noruega (MUTTER; TALWANI; STOFFA, 1982) e especificamente na Bacia de Pelotas (CHANG *et al.*, 1992). Formam uma estratificação distinta que se assemelha a cunhas mergulhando em direção ao mar (HINZ, 1981). Hinz (1981) mostrou que os SDRs ocorriam em diversas margens passivas e as relacionou com processos vulcânicos ocorridos imediatamente antes do início da formação da primeira crosta oceânica. Sugeriu-se posteriormente que essas formações seriam formadas por um centro de espalhamento e ampliada em um ambiente subaéreo (MUTTER; TALWANI; STOFFA, 1982; entre outros).

Os refletores usualmente possuem forma de arco com convexidade para cima mas podem se apresentar com formas praticamente lineares. Ainda não está claro o limite entre os SDRs e o início do que seria uma crosta oceânica normal. A velocidade sísmica dos SDRs é comparada com a segunda camada de crosta oceânica normal porém possui uma espessura variável, podendo ser aproximadamente 4 vezes maior (MUTTER; TALWANI; STOFFA, 1982). Essa descontinuidade é motivo de fervorosos debates no que se refere a fronteira entre

continente e oceano (COB) (MUTTER, 1985). Hinz (1981), por exemplo, acredita que os refletores se encontram em cima de uma crosta continental enfraquecida por tectônica extensional, enquanto Mutter; Talwani; Stoffa (1982) acredita já serem as primeiras camadas que compõem a crosta oceânica geradas após a extensão continental no início do espalhamento do assoalho oceânico.

O modelo de Hinz (1981) propõe que durante o processo de extensão continental são gerados zonas lineares onde diques são formados enquanto outra parte do magma é extrudido em ambiente subaéreo como lavas. Conforme o acúmulo dessas lavas aumenta, o peso do depósito faz com que a região sofra subsidência, principalmente a área proximal da zona de fissura onde o acúmulo é mais intenso. Aos poucos os depósitos passam a mergulhar cada vez mais em direção à zona de fissura até que a ruptura ocorre deixando uma metade para cada margem continental formada (Figura 19).

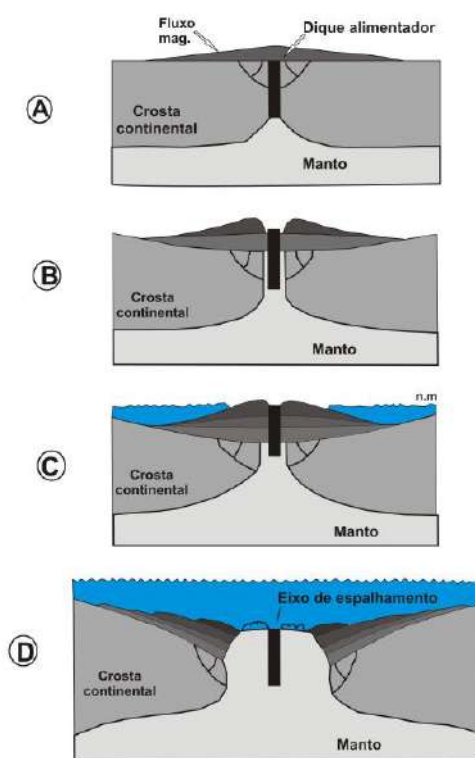


Figura 19 - Modelo esquemático da formação de SDR segundo Hinz (1981). A - Diques alimentadores funcionando como duto magmático. B - Acúmulo e empilhamento dos derrames magmáticos em ambiente subaéreo. C - Aumento do empilhamento já em ambiente subaquoso. D - Subsequente subsidência devido ao aumento de peso da crosta consequente mergulho das camadas em direção ao oceano (CORRÊA, 2004 modificado de MUTTER, 1985).

Diversos modelos de formação dos SDRs foram sugeridos, muitos baseados nas premissas de Hinz (1981), mas até hoje um modelo ainda não foi definido. A compreensão de como os SDRs se formam e sua relação com a crosta continental e a crosta oceânica, traria uma luz para a definição do limite continente-oceano (COB). O local da COB possibilitaria uma datação com melhores precisões do momento de ruptura continental até a formação da primeira crosta oceânica, inclusive ajudando na reconstrução das posições de antigos continentes.

3.1.3 GRAVIMETRIA

Gravimetria é a área da Geofísica responsável pelo estudo das variações da aceleração gravitacional na superfície e consequentemente pelo campo gravitacional e terrestre. A compreensão das influências gravitacionais entre a Terra, a Lua e o Sol, torna possível determinar como a massa se distribui e dos seus efeitos na Terra e nos satélites que a orbitam. Obtém-se informações sobre suas dimensões e seu formato aproximado, e a partir disso cria-se um modelo gravitacional onde é possível conhecer com alta precisão os efeitos que o campo gravitacional gera em qualquer ponto na Terra.

O formato aproximado da Terra, um elipsoide oblato é definido pela superfície equipotencial gravitacional que corresponde ao nível médio do mar, o qual é chamado de geoide. Por conveniência matemática, determinou-se um elipsoide de referência como uma aproximação precisa do formato terrestre. O geoide coincide com o nível do mar, tirando os efeitos das marés e vento, entretanto, sobre o continente, o geoide é afetado pelas massas acima do nível do mar (Figura 20).

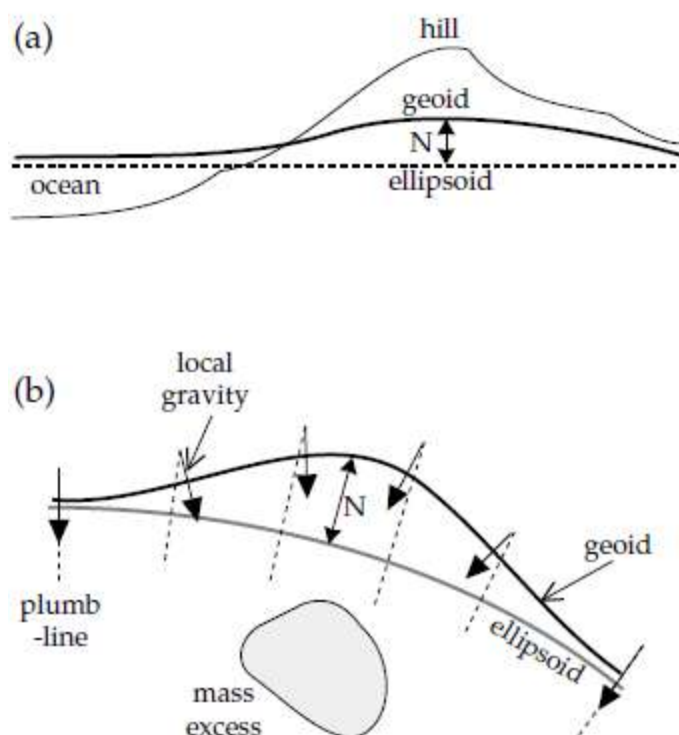


Figura 20 - (a) massa fora do elipsoide ou (b) um excesso de massa abaixo do elipsoide elevam o geoide em relação ao elipsoide. N é tido como ondulação do geoide (LOWRIE, 2007).

A massa abaixo do elipsoide causa uma atração gravitacional para baixo em direção ao centro de massa terrestre, já nas áreas onde o relevo é mais irregular, em locais montanhosos por exemplo, o centro de gravidade se posiciona acima do elipsoide. Nesses lugares, o geoide sofre uma elevação, se deslocando para fora do elipsoide. A essas diferenças é dado o nome de ondulações do geoide, que no exemplo dado, onde há uma elevação acima do elipsoide é considerado uma ondulação positiva.

A uma dada medição gravimétrica, é necessário levar em consideração tais ondulações do geoide assim como as variações topográficas da área investigada. Algumas correções (Figura 21) precisam ser realizadas a fim de se obter o real valor aproximado da gravidade em um determinado ponto no elipsoide.

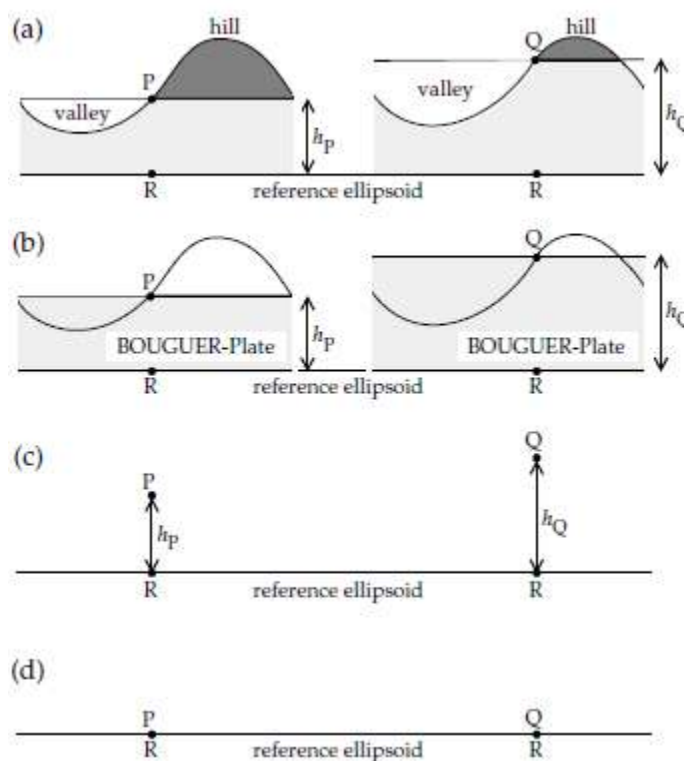


Figura 21 – Estações P e Q. Exemplo de correções gravimétricas: (a) depois das correções de terreno, (b) correção Bouguer, (c) correção ar-livre, (d) gravidade teórica em R em relação ao elipsoide de referência (LOWRIE, 2007).

Correção de terreno

A correção leva em consideração a presença de relevo ao redor da estação. Portanto a correção nivela a topografia para a mesma elevação da estação P. A massa adicional relacionada ao relevo acima da altura da estação causa uma atração vertical para cima, diminuindo o valor aferido. Da mesma forma em um vale, ao nivelarmos a topografia, o preenchimento com rocha de mesma densidade, aumentaria a atração para baixo, precisando, portanto adicionar a correção para a medição em ambos os casos.

Correção Ar-Livre

Tem como finalidade compensar a diferença de altura entre a estação onde a medida é efetuada e o elipsoide de referência. A atração gravitacional diminui proporcionalmente ao inverso do quadrado da distância do centro da Terra, portanto a correção leva em consideração a diminuição da atração gravitacional dada a elevação da estação e adiciona ao valor medido. Essa correção ignora a atração provocada pelas massas que estiverem entre os dois pontos.

Correção Bouguer

Essa correção remove o efeito gravitacional causado pelas massas topográficas existentes entre o ponto de observação e a superfície do elipsoide. Atribuindo uma densidade p e uma espessura, a correção Bouguer pode ser computada e enfim removida. Se a estação estiver abaixo do nível do mar é necessário preencher o espaço com rocha de densidade p .

Correções adicionais

Por fim, a correção de maré deve ser aplicada para equalizar a superfície dos oceanos. Caso a estação esteja em movimento, a correção Eötvös também deve ser calculada.

Após todas correções a valor medido pode então ser comparado com o valor teórico no elipsoide de referência. Os dados utilizados no presente trabalho já haviam sido corrigidos antes de serem obtidos.

3.1.4 MAGNETOMETRIA

A magnetometria é um método geofísico que tem como finalidade medir e interpretar anomalias magnéticas na crosta terrestre. Os processos de convecção que ocorrem na parte líquida do núcleo terrestre geram correntes elétricas que dão origem ao campo magnético principal da Terra (Figura 22), criando um efeito dínamo. O campo que interessa aos estudos geológicos é o campo magnético superficial (crustal), que é resultante da subtração do campo geomagnético principal ou profundo (nuclear) dos dados magnetométricos e é representado por um vetor cuja magnitude é medida em nano tesla (nT).

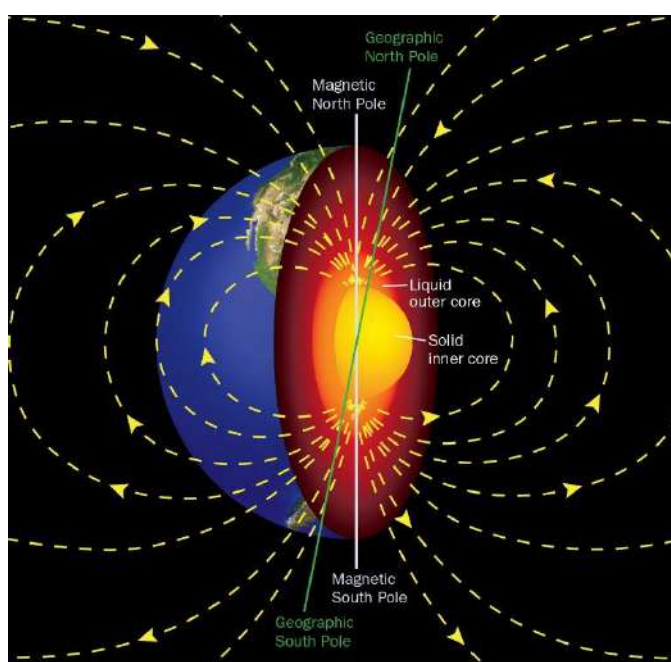


Figura 22 - Perfil terrestre esquemático mostrando origem das correntes no núcleo e o campo magnético resultante representado pelas linhas tracejadas amarela (GLOBE: Umberto Shtanzman/Shutterstock; Ilustração: M. Atarod).

Dados obtidos de diversas fontes são integrados em modernas análises do campo magnético terrestre. Atualmente, são utilizados satélites em baixa órbita nos polos, responsáveis por dados de alta qualidade usados para modelar o campo magnético da Terra.

O modelo do campo magnético terrestre atual é elaborado pela International Geomagnetic Reference Field (IGRF), que também é responsável pela atualização das mudanças de variação do coeficiente de Gauss que permitem a correção para valores atuais. Algumas correções nas medidas de magnetometria devem ser realizadas antes de analisar e interpretar as anomalias. Além da variação diária do campo magnético provocado pela

variação do campo magnético externo da Terra, correções de altitude, latitude e longitude também são necessárias dependendo da localização investigada.

As anomalias magnéticas crustais são caracterizadas pela diferença entre os valores do campo magnético medido e aquele calculado pelo IGRF e representam as variações laterais de magnetização da crosta. Essas diferenças são observadas quando rochas com diferentes propriedades magnéticas, como um basalto e um arenito, estão próximas uma da outra. A magnetização do basalto altera o campo magnético local resultando em um contraste magnético que pode ser medido através de um instrumento chamado magnetômetro, sensíveis a variações de 1 nT. Geralmente as anomalias registradas possuem amplitudes que variam de 10nT até 100nT, e menos comumente de até 1000nT.

No momento em que os minerais se cristalizam para formarem uma rocha, o campo magnético terrestre atuante induz nos minerais uma magnetização proporcional a este campo, um registro chamado de magnetização remanescente. A composição mineral de uma rocha, o que inclui a quantidade de minerais ferromagnéticos, define o nível de suscetibilidade magnética que a mesma terá, resultando em rochas com propriedades magnéticas distintas. Esse registro está geralmente associado a um campo magnético no passado geológico, permitindo relacionar as idades das rochas com os momentos em que ocorreram inversões no campo magnético da Terra.

Essa propriedade permitiu reforçar a teoria das placas tectônicas quando observações magnéticas realizadas sobre as cordilheiras meso-oceânicas identificaram o que ficou conhecido como padrão em zebra, caracterizado por magnetizações remanescentes positivas intercaladas com negativas paralelas a cordilheira. A anomalia foi relacionada a formação de crosta oceânica e consequentemente ao movimento das placas tectônicas. As rochas também possuem uma magnetização induzida, causada pelo campo magnético atual.

De acordo com o tipo de anomalia gerada, o local geográfico e o campo induzido, é possível inferir com algum nível de confiança a forma da fonte geradora e sua profundidade.

Na geofísica aplicada, a magnetometria é utilizada na investigação das estruturas em subsuperfície, como na identificação de mineralizações de interesse comercial ou estruturas que podem estar associadas à presença de óleo.

4. RESULTADOS

Os mapas foram interpretados conjuntamente, porém os resultados foram apresentados em duas partes para melhor distinção das estruturas observadas em cada método potencial. Foram adicionadas ao mapa gravimétrico as zonas de fraturas interpretadas pelo mapa magnético, afim de relacionar essas feições com as anomalias gravimétricas ar-livre. A seguir apresenta-se o mapa de anomalias gravimétricas ar-livre obtido (Figura 23) e subsequentes resultados de sua interpretação (Figura 24).

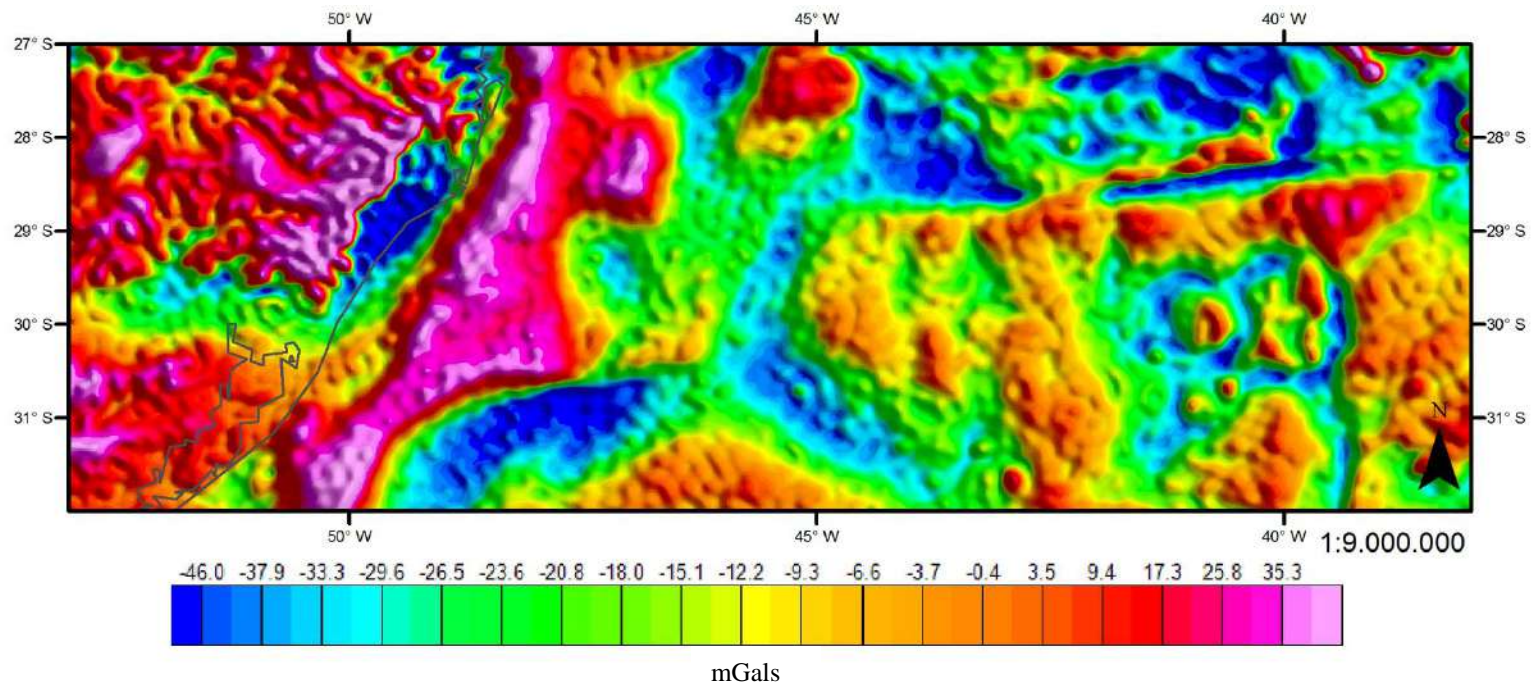
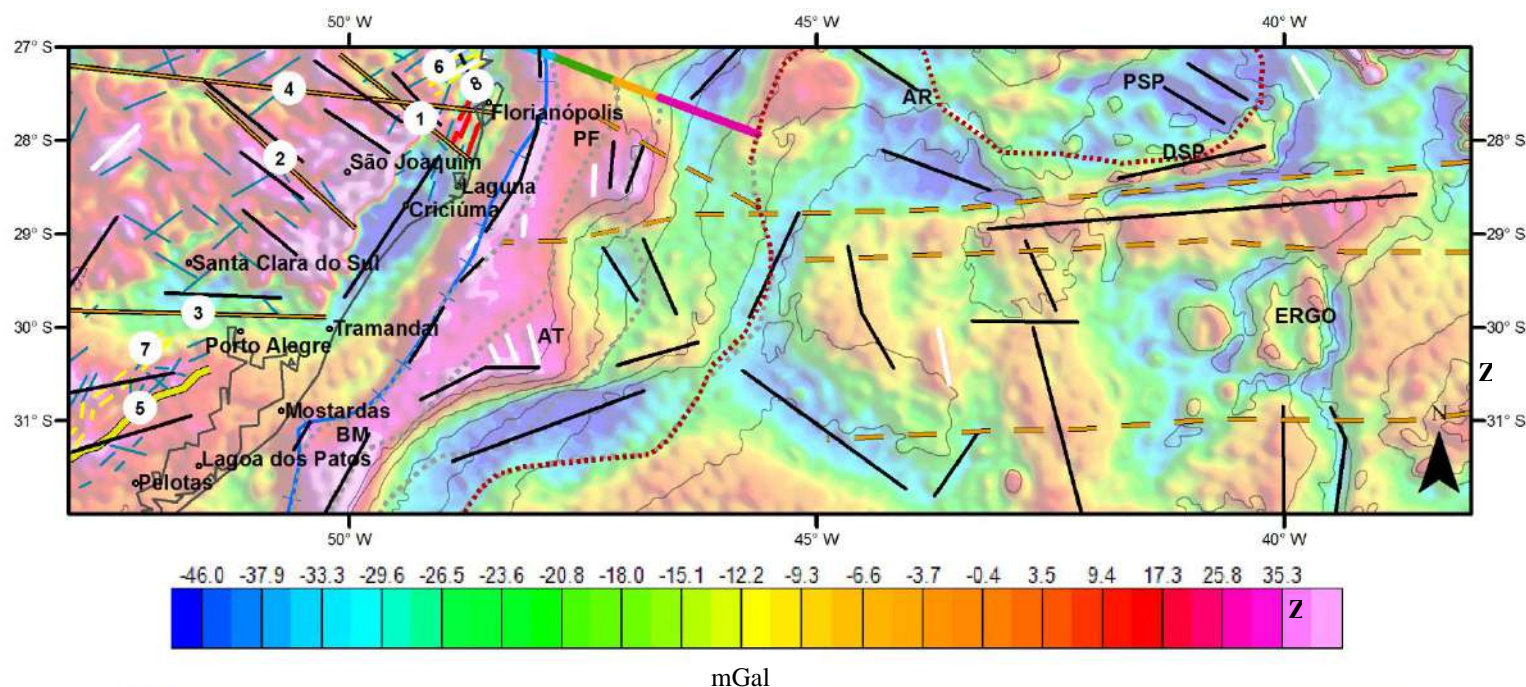


Figura 23 - Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre - WGM2012 (BONVALOT et al., 2012)



Legenda

- Batimetria 500m
- + Charneira Aptiana
- COB
- Lineamento
- Sutura Porto Alegre
- Zona de Cisalhamento
- Estruturas Geológicas Simplificadas
- Enxame de Diques do Eocretáceo

Interpretação Gravimétrica

- Lineamento Gravimétrico de 1ª Ordem
- Lineamento Gravimétrico de 2ª Ordem
- Zona de Fratura (Interpretada na MAG)

1:9.000.000

Domínios

- Proximal
- Necking
- Distal
- Externo

Figura 24 - Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre interpretado e correlacionado com principais estruturas e lineamentos da região. Lineamentos: 1 – Lineamento Tibagi; 2 – Lineamento Torres-Rio Pelotas; 3 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 4 – Lineamento Rio Uruguai; 5 – Sutura de Porto Alegre (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – Zona de Cisalhamento Itajaí; 7 – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – Zona de Cisalhamento Major-Gercino (ZCMG). BM – Baixo de Mostardas; BPA – Bacia do Paraná; BPE – Batólito de Pelotas - BP – Bacia de Pelotas; BS - Santos; PF – Plataforma de Florianópolis; AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; ERGO – Elevação do Rio Grande Oeste; PSP – Platô de São Paulo; DSP – Dorsal de São Paulo. Geologia e Estruturas geológicas simplificadas de CPRM.

De modo geral os lineamentos traçados seguem três orientações principais. Em sua maioria na direção aproximada NW-SE seguida de lineamentos NE-SW e uma pequena quantidade de lineamentos E-W. O mapa de gravimetria ar-livre apresenta 3 grandes áreas onde a orientação e intensidade das anomalias se apresentam de forma particular: Região continental, representada pela área onshore até a linha de costa; Margem, região estabelecida entre a linha de costa e a COB; Região Oceânica, convencionado a leste da COB.

Na direção da região onshore é fácil distinguir duas grandes zonas de alta intensidade. Ocupando quase a totalidade do continente, elas se correlacionam muito bem com as litologias representadas no mapa (Figura 25). Duas anomalias positivas abaixo dos 30° S com intensidade acima de 25,8 mGals estão bem relacionadas a parte do escudo Sul-Rio-Grandense onde está situado o Batólito de Pelotas (terreno ígneo), pertencente ao cinturão Dom Feliciano (Figura 5). A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Figura 8) não pôde ser distinguida pelo mapa gravimétrico. A orientação das anomalias gravimétricas observadas aparentam se relacionar com o formato do batólito e apenas algumas poucas estruturas estão orientadas segundo a anomalia, a grande maioria se encontra mais rotacionada a norte. Na altura da cidade de Porto Alegre, um extenso baixo gravimétrico com orientação E-W se correlaciona com terrenos sedimentares cenozoicos e mesozoicos (Figura 25) e com o Lineamento Jacuí-Porto Alegre. Acima da latitude da cidade de Santa Clara do Sul, uma outra zona de alta intensidade se destaca com anomalias de curto comprimento de onda e intensidades que variam de 17,3 mGals a 35,3 mGals. Estão muito bem localizadas acima do grande derrame de basalto pertencente a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Em sua maioria estão orientadas em NW-SE se assemelhando com as orientações de diques e zonas de falhas encontradas na bacia relacionadas aos eventos do Mesozoico, em particular o Lineamento Torres-Rio Pelotas que parece encaixado entre anomalias positivas mas sem um destaque particular. Em menor quantidade as anomalias NE-SW estão consoantes com as estruturas de mesma orientação destacadas de forma simplificada no mapa. Na porção nordeste do continente próximo à Florianópolis, as anomalias (NW-SE) não parecem estar relacionadas as estruturas observadas (NE-SW) nos depósitos mesozoicos onde se encontram. Duas pequenas anomalias negativas de segunda ordem com curto comprimento e alta intensidade com direção NE-SW correspondem às zonas de cisalhamento Itajaí-Faxinal e Major Gercino localizadas a NW de Florianópolis. As demais anomalias possuem orientação NW-SW, estando portanto ortogonal às zonas de cisalhamento porém paralelas ao

Lineamento Tibagi que se encontra posicionado entre dois altos gravimétricos. Um significativo baixo gravimétrico representado por anomalia negativa de intensidade abaixo de -46 mGals, separa a margem das duas zonas de alta intensidade continentais no entorno da cidade de Criciúma. Apesar de parcialmente localizada em depósitos sedimentares cenozoicos, ela abarca também parte do Batólito de Florianópolis (terreno ígneo) (Figura 5).

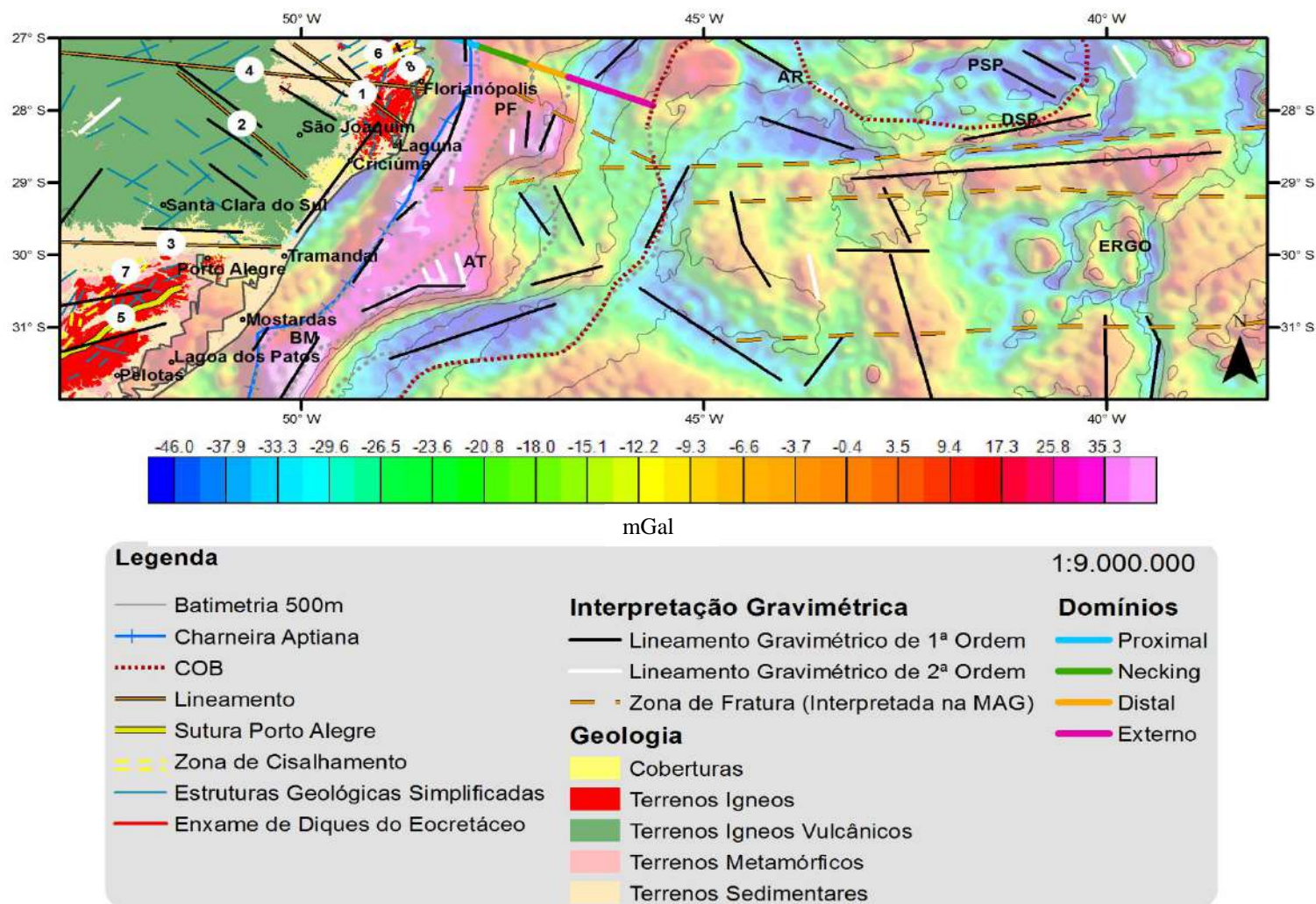


Figura 25 - Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre correlacionado com a geologia da área continental. Lineamentos: 1 – Lineamento Tibagi; 2 – Lineamento Torres-Rio Pelotas; 3 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 4 – Lineamento Rio Uruguai; 5 – Sutura de Porto Alegre (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – Zona de Cisalhamento Itajaí; 7 – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – Zona de Cisalhamento Major-Gercino (ZCMG). BM – Baixo de Mostardas; BPA – Bacia do Paraná; BPE – Batólito de Pelotas - BP – Bacia Pelotas; BS – Bacia de Santos; PF – Plataforma de Florianópolis; AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; ERGO – Elevação do Rio Grande Oeste; PSP – Platô de São Paulo; DSP – Dorsal de São Paulo. Geologia e Estruturas geológicas simplificadas de CPRM.

O mapa da Figura 26 mostra na margem as anomalias gravimétricas ar-livre em detalhe. Na região proximal da margem da Bacia de Pelotas, um alto contraste chama atenção para uma extensa anomalia positiva acima de 17,3 mGals com uma largura que cresce desde 70km em seu limite sul chegando até 200km em sua porção mediana ao redor dos 30°S. Seguindo os domínios identificados por Stica; Zalán; Ferrari (2014) para a Bacia de Pelotas, dentro do Domínio Proximal da margem, da região à leste da linha de costa até a charneira aptiana, três anomalias foram distinguidas. Uma anomalia negativa de -46 mGals já descrita na área continental e duas anomalias positivas, uma na altura da cidade de Mostardas e outra acima de 29,5S ambas com intensidade superior a 35,3 mGals. A charneira aptiana está bem relacionada com uma anomalia aqui denominada de anomalia de charneira. Ela varia de curto a longo comprimento de onda e forte intensidade, que ultrapassa 35,3 mGals. Essa anomalia, porém, não se apresenta contínua, apresentando interrupções ao longo de sua extensão. Na altura da cidade de Mostardas, a anomalia de charneira sofre uma interrupção, voltando a aparecer uns 100 km para o norte deslocada para leste. Seguindo para norte a anomalia sofre uma nova interrupção e um subsequente aumento no comprimento de onda a partir dos 29,5°S. Na altura da cidade de Florianópolis uma nova interrupção na anomalia de charneira ocorre, retornando a aparecer com uma diferente orientação mudando de NE-SW para N-S. O início do domínio *Necking* começa muito próximo coincidente com a linha de charneira aptiana e a anomalia de charneira. Com exceção da porção abaixo de 31°S, dentro do domínio *Necking* se destaca uma variação lateral para leste onde ocorre uma diminuição na intensidade gravimétrica que passa de valores superiores a 35,3 mGals para 25,8 mGals na região entre 31°S e 29°S, chegando a 9,4 mGals na porção norte acima dos 29°S. Um destacado lineamento de menor intensidade em 28° S se encontra paralelo ao limite leste da zona de *Necking* e sofre uma inflexão para NW-SE em direção interrupção da anomalia de charneira no Domínio Proximal na altura dos 27,5°S. Particularmente entre 32° S e 31° S o limite leste do domínio *Necking* está fortemente relacionado a uma anomalia de longo comprimento de onda e de intensidade superior a 35,3 mGals estando perfeitamente paralela à anomalia de charneira. O domínio Distal se caracteriza de forma heterogênea, na região sul de 31°S o domínio é bem estreito, iniciando-se em cima de uma forte anomalia positiva de longo comprimento de onda em torno de 35,3 mGals com uma variação brusca para leste onde se encontra um baixo gravimétrico. A norte de 31°S, na altura da cidade de mostardas, o domínio é inteiramente composto de um baixo gravimétrico até que próximo aos

30,5°S começa uma súbita inflexão onde parte do alto gravimétrico da margem avança para leste formando uma anomalia que se assemelha a um pente e se encontra inteiramente no domínio Distal. Essa anomalia é composta de três anomalias positivas de segunda ordem de curto comprimento de onda e intensidades em torno de 30mGals quase perpendicular ao braço principal de curto comprimento de onda e intensidade chegando a mais de 35,3 mGals na direção NW-SE. Essa região é conhecida como Arco de Torres, localizado entre dois baixos gravimétricos, um ao sul onde a anomalia com direção NE-SW chega a uma intensidade inferior a -46mGals e atravessa o domínio Distal até o domínio Externo, e outra ao norte com direção NW-SE com intensidade que chega a -33,3 mGals. Essa inflexão onde está localizado o Arco de Torres se encontra na mesma altura e direção que o baixo gravimétrico onshore onde se situa a cidade de Porto Alegre. O domínio Distal também encontra seu limite oeste no fim da Arco de Torres entre as latitudes 31°S e 30°S. Ao norte do Arco de Torres o domínio volta a ser caracterizado inteiramente pelo baixo gravimétrico já citado com direção NW-SE, local onde a zona de alta intensidade da margem volta a se afinar para sofrer nova inflexão E-W na altura da cidade de Criciúma onde se encontra a Plataforma de Florianópolis. Nessa região o domínio Distal termina em uma forte anomalia positiva acima de 35,3 mGals de curto comprimento de onda com direção NNE-SSW. O domínio Externo trata-se de um grande baixo gravimétrico se mostrando relativamente homogêneo com intensidades entre -12mGals e -26 mGals, com exceção da anomalia positiva citada na Plataforma de Florianópolis e da anomalia negativa NE-SW com intensidade de -46 mGals abaixo dos 30,5° S. Essa última parece possuir alguma relação com a anomalia que forma o Arco de Torres, seguindo na mesma orientação até próximo da COB onde o domínio termina e tem-se o início do Domínio Oceânico teoricamente formado por crosta oceânica.

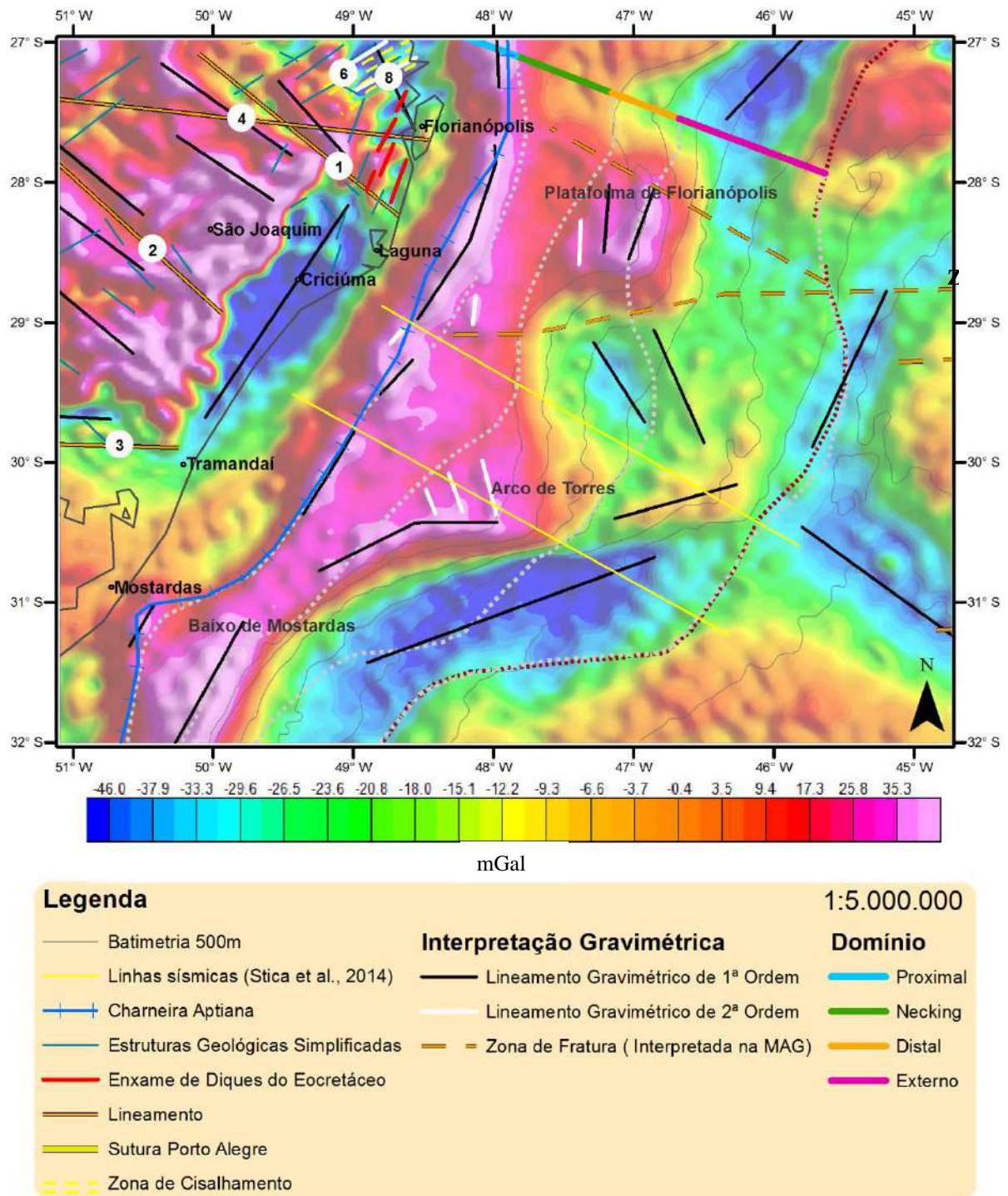


Figura 26 - Mapa de anomalias gravimétricas ar-livre mostrando detalhe da margem da Bacia de Pelotas. Lineamentos: 1 – Lineamento Tibagi; 2 – Lineamento Torres-Rio Pelotas; 3 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 4 – Lineamento Rio Uruguai; 5 – Sutura de Porto Alegre (SPA) (TRAVASSOS, 2014); 6 – Zona de Cisalhamento Itajaí; 7 – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu (ZCDG) (TRAVASSOS, 2014); 8 – Zona de Cisalhamento Major-Gercino (ZCMG). BPA – Bacia do Paraná; BS – Bacia de Santos; ZFRG – Zona de Fratura do Rio Grande. Geologia e Estruturas geológicas simplificadas de CPRM.

Na região a leste da COB, tida como crosta oceânica, a intensidade de anomalias é inferior às demais regiões, com exceção das pequenas porções onde anomalias positivas de curto comprimento de onda e alta intensidade se destacam, relacionadas com montes submarinos. A COB em si parece acompanhar o baixo gravimétrico presente ao longo de toda margem. De 32°S a 30°S ela está colocada na variação de um forte baixo gravimétrico para um alto gravimétrico com direção NE-SW onde mais ao norte entre 30°S e 28,5°S está perfeitamente colocada em um estreito baixo gravimétrico com direção NNE-SSW que parece inclusive se juntar a ZFRG e a Abimael Ridge. Ortogonal a essas anomalias, se destaca um outro baixo gravimétrico que se estende para SE em direção ao oceano quase na mesma direção ao já citado baixo gravimétrico ao norte do Alto de Torres, ambas podem ter direta relação com o Lineamento Tibagi descrito na região continental. As anomalias positivas de média intensidade e de curto comprimento de onda se encontram mais a leste de 46°W e ao sul de 28°S. Estão posicionadas abaixo de uma longa anomalia negativa de intensidade abaixo de 37,9 mGals e curto comprimento de onda associada a ZFRG. Imediatamente ao norte da ZFRG uma anomalia positiva de alta intensidade e curto comprimento de onda com orientação próxima a E-W se destaca no local onde ocorre a Dorsal de São Paulo. A norte da dorsal, no limite leste do Platô de São Paulo, as anomalias adquirem uma orientação NW-SE de curto comprimento de onda e apresentam-se negativas com intensidade abaixo de -46,0 mGals. Um baixo gravimétrico bem distinto é observado também em 28° S 44° W, localizado na região conhecida como Abimael Ridge, um possível rift abandonado. Imediatamente a oeste da Dorsal de Abimael pode se constatar uma forte anomalia positiva acima de 9,4 mGals com um formato arredondado seguida a oeste de um baixo gravimétrico de longo comprimento de onda.

A seguir se apresenta o mapa de anomalia magnéticas reduzidas ao polo (Figura 27) e posteriormente as interpretações realizadas (Figura 28)

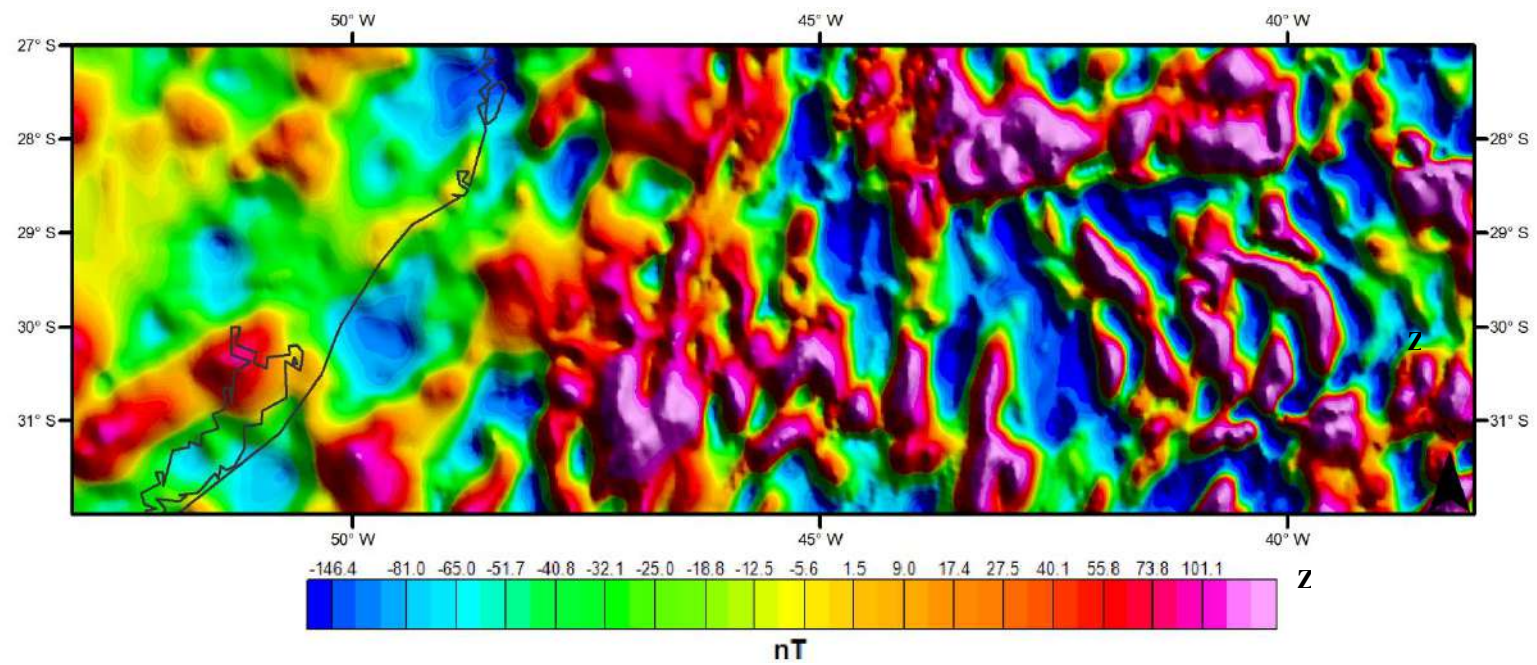


Figura 27 - Mapa magnético reduzido ao polo - EMAG2 (MAUS et al., 2009).

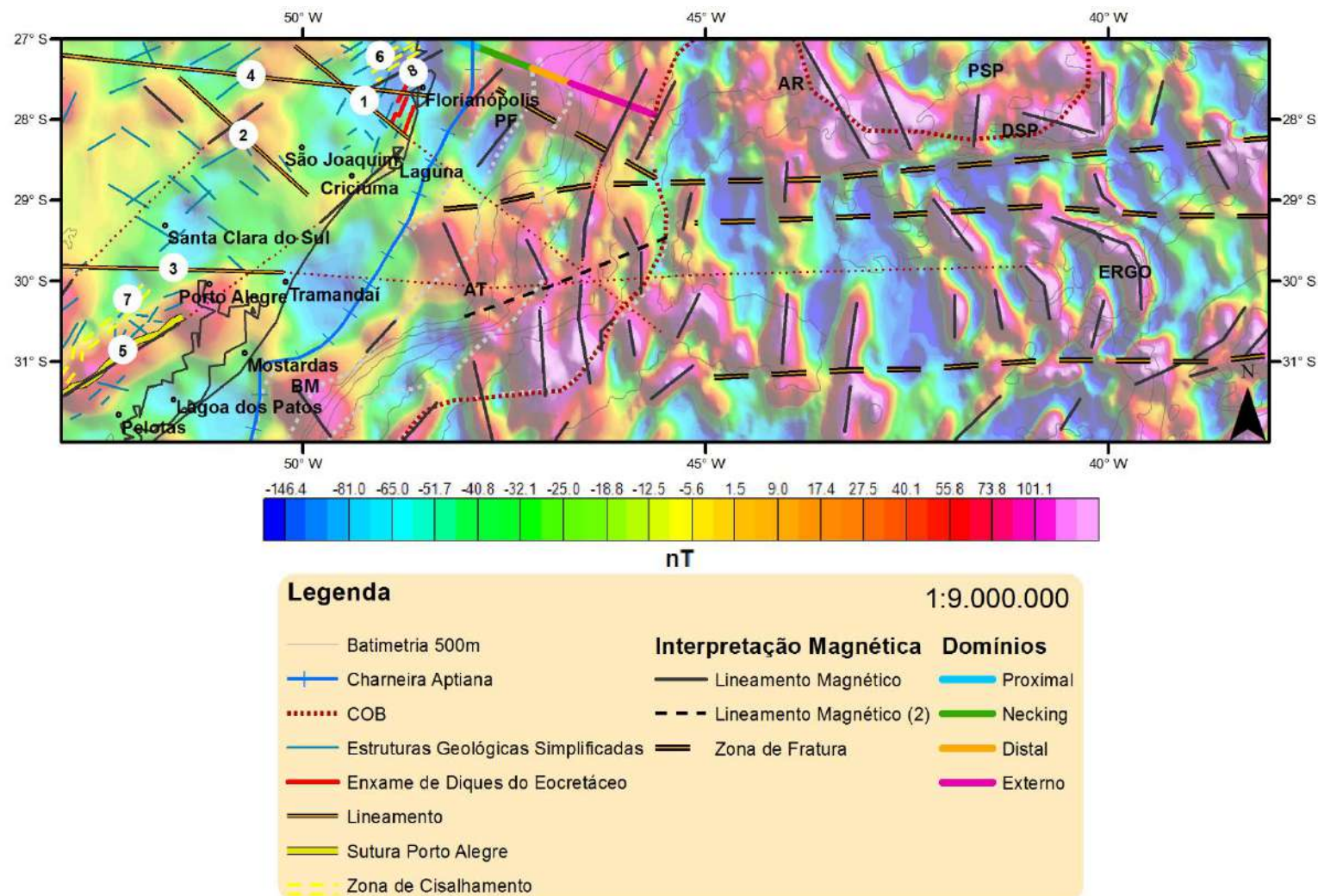


Figura 28 - Mapa magnético reduzido ao polo interpretado. Lineamentos: 1 – Lineamento Tibagi; 2 – Lineamento Torres-Rio Pelotas; 3 – Lineamento Jacuí-Porto Alegre; 4 – Lineamento Rio Uruguai; 5 – Sutura de Porto Alegre (SPA)(Travassos, 2014); 6 – Zona de Cisalhamento Itajaí; 7 – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu (ZCDG) (Travassos, 2014); 8 – Zona de Cisalhamento Major-Gercino (ZCMG). BM – Baixo de Mostardas; BPA – Paraná; BPE – Batólito de Pelotas - BP – Bacia de Pelotas; BS – Bacia de Santos; PF – Plataforma de Florianópolis; AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; ERGO – Elevação do Rio Grande Oeste; PSP – Platô de São Paulo; DSP – Dorsal de São Paulo; ZFPA – Zona de Fratura de Porto Alegre; ZFRG – Zona de Fratura do Rio Grande. Geologia e Estruturas geológicas simplificadas de CPRM.

No mapa magnético (Figura 28), assim como no gravimétrico, uma forte anomalia com orientação NE-SW em cima do batólito de Pelotas entra em consonância com anomalia gravimétrica observada na mesma região, essa com direção levemente rotacionada para norte. A anomalia demarca exatamente a Sutura de Porto Alegre (SPA) redefinida por Travassos (2014). Alinhada a anomalia relacionada à SPA, apresenta-se uma anomalia neutra de menor expressão e de baixa intensidade próxima a cidade de Criciúma, podendo representar uma continuação da sutura que poderia ainda se prolongar para NE já em área emersa onde outra anomalia positiva se encontra alinhada. A oeste da SPA, a ZCDG se encontra em uma região de anomalia magnética negativa que segue na direção NE-SW. O Lineamento Porto Alegre não possui característica magnética que o distinga, e assim como na área compreendida pelo derrame de basalto da Bacia do Paraná, este mapa magnetométrico não apresentou resolução suficiente para identificar as anomalias esperadas, claramente só apresentando resposta magnética de feições mais profundas. Entre elas, o Lineamento Torres-Rio Pelotas afigura-se próximo a uma anomalia positiva de baixa intensidade com orientação similar (NW-SE). O Lineamento Rio Uruguai está praticamente encaixado entre anomalias positivas terminando em uma anomalia magnética negativa a oeste da cidade de Florianópolis. Ao redor dos 27.5°S, a oeste da cidade de Florianópolis, uma anomalia NE-SW se destaca paralela as principais estruturas geológicas encontradas na região. Está principalmente em conformidade com os importantes lineamentos presentes como a Zona de Cisalhamento Itajaí e Major Gercino, ambas com semelhante orientação.

Na área offshore, a partir da linha de costa, o padrão é de fortes anomalias positivas de alta intensidade com orientação N-S e NW-SE que mudam de direção na porção acima da ZFRG quando registram direção preferencial NE-SW.

O Domínio Proximal é marcado por três fortes regiões de fortes anomalias negativas com intensidades que chegam a -81 nT, já citadas anteriormente. Característica essa parecida com as observadas no mapa gravimétrico onde constituem-se anomalias negativas invertendo para positivas quando mais próximas da linha de charneira aptiana.

O início do Domínio *Necking* fica muito próximo e até mesmo coincide em alguns pontos com o começo de anomalias positivas na margem. No Baixo de Mostardas fica bem caracterizado uma anomalia positiva de longo comprimento de onda com intensidade acima de 100 nT e orientação NW-SE ocupando o domínio *Necking* e o Distal definido por Stica (2014). O domínio Distal com exceção do Domínio Proximal é o que se apresenta com anomalias de menor

intensidade e tamanho, os demais domínios não apresentam uma caracterização magnética distintiva. O Alto de Torres não se distingue no mapa magnético, possuindo apenas uma anomalia positiva acima dos 50 nT com orientação NW-SE, essa no entanto está localizada em uma porção onde a anomalia gravimétrica positiva se apresenta com intensidade mais baixa que as adjacentes. O Alto de Florianópolis é um pouco melhor definido por duas anomalias magnéticas negativas com uma pequena anomalia positiva de curto comprimento de onda separando-as com direção NE-SW.

Utilizando alguns tratamentos de coloração no grid e utilizando diferentes declinações para o sombreamento da imagem chegou-se no que seria a imagem (Figura 29) com mais condições de traçar as zonas de fratura. Passando rente a Cordilheira de São Paulo, está bem demarcada a ZFRG em uma anomalia negativa de curto comprimento de onda e alta intensidade cortando toda região offshore de leste a oeste. Sua caracterização se dificulta na região ao sul da Cordilheira de Abimael onde uma anomalia positiva interrompe sua continuação para leste. Entretanto a anomalia parece continuar em direção ao continente atravessando a margem junto ao Alto de Florianópolis. Nessa região é possível que a ZFRG se desmembre em duas falhas principais que englobam o Alto de Florianópolis, possibilidade essa também observada no mapa gravimétrico. A falha ao sul chegaria até o início do Domínio *Necking* enquanto a norte alcançaria a linha de charneira aptiana próxima a Florianópolis. Deve-se salientar portanto que o grau de incerteza sobre sua continuação para oeste é agravado pelo limite de resolução dos dados magnéticos. Ao sul da ZFRG observa-se o que parecem ser dois outros lineamentos que não são tão bem caracterizados como anomalias negativas. É possível notar porém que ambos dividem regiões onde anomalias sofrem uma mudança em suas orientações prévias, características comuns de zonas de fratura. A mais ao sul é possivelmente a ZFPA, que definitivamente é uma zona de fratura difícil de ser bem caracterizada pelos dados analisados. Neste trabalho a ZFPA não parece avançar para os domínios da margem, culminando em crosta oceânica. É razoável conceber uma continuação em direção ao Baixo de Mostardas mas não é evidente a partir dos dados aqui analisados. Entre as duas zonas de fratura citadas, é possível observar uma região onde existem algumas inflexões das anomalias positivas em Domínio Oceânico, aqui caracterizada como uma zona de fratura. Ela parece culminar no início do Domínio Externo da margem onde um lineamento NE-SW aparenta separar duas partes da margem, ao sul ocorrem mais anomalias positivas com orientação praticamente N-S enquanto ao norte há menos anomalias positivas e

elas possuem orientação NW-SE. O lineamento está de acordo com a inflexão ocorrida no Arco de Torres.

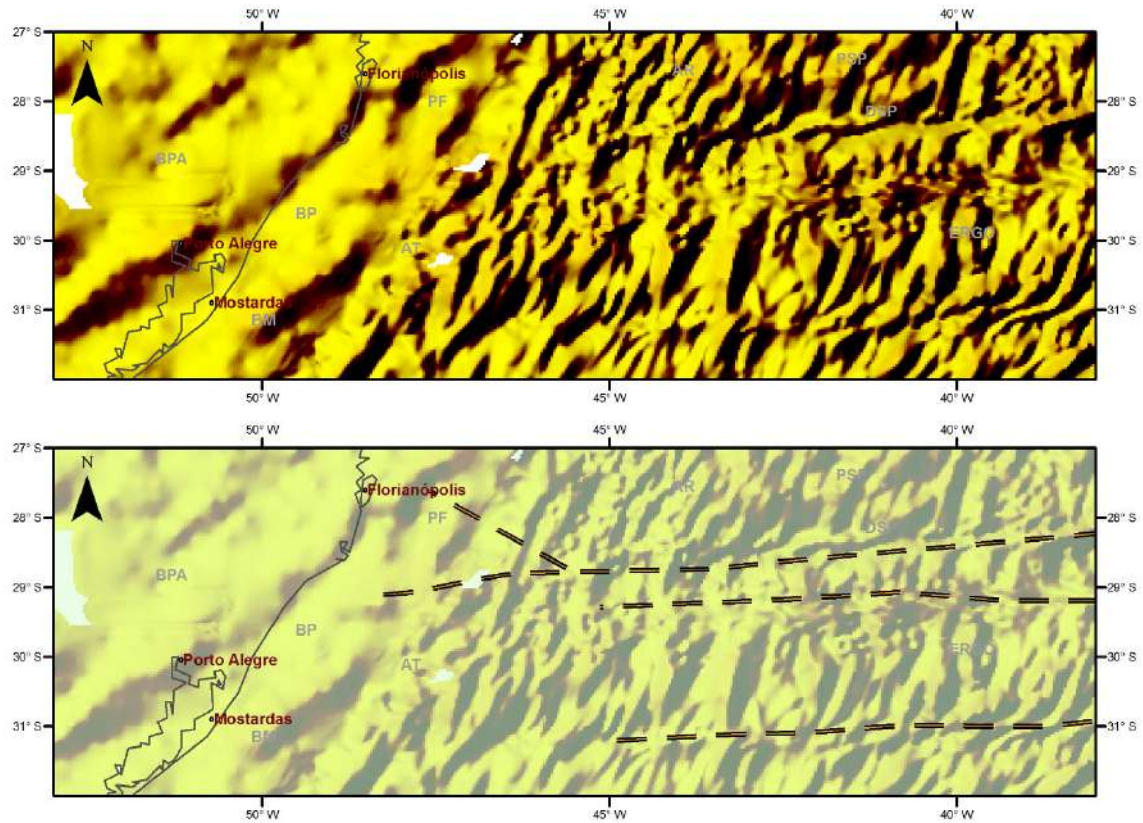


Figura 29 - Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao polo e com sombreamento (direção 330°) otimizado para melhor visualizar as zonas de fratura no Domínio Oceânico (acima). Mapa interpretado (abaixo). BM – Baixo de Mostardas; BPA – Paraná; BP - Pelotas; BS - Santos; PF – Plataforma de Florianópolis; AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; ERGO – Elevação do Rio Grande Oeste; PSP – Platô de São Paulo; DSP – Dorsal de São Paulo.

Na região oceânica, sobressaem as anomalias positivas que sofrem inflexões pelas zonas de fratura alterando sua orientação que vai de NE-SW na região sul do mapa passando de N-S e até mesmo NW-SE até a região ao norte da ZFRG com orientações pouco distintas. A cordilheira de São Paulo fica muito bem demarcada por uma grande região de anomalia positiva de alta intensidade que se distribui na orientação E-W. Não fica claro entretanto, uma divisão entre a Dorsal de São Paulo e o Platô de São Paulo. A orientação das anomalias não parece seguir um padrão específico que varia de N-S a NW-SE em conformidade com as anomalias gravimétricas observadas. A Cordilheira de Abimael não fica caracterizada por nenhuma anomalia em especial. Também não há nenhuma resposta magnética que ajude a qualificar a anomalia gravimétrica positiva de formato oval encontrado a oeste da Cordilheira de Abimael em 45° W.

Um lineamento NE-SW aparente separar duas partes da margem, ao sul ocorrem mais anomalias positivas com orientação praticamente N-S enquanto ao norte há menos anomalias positivas e elas possuem orientação NW-SE.

5. DISCUSSÃO

Integrando as interpretações feitas nos mapas gravimétricos e magnéticos, foram observadas algumas correlações importantes. Foram constatadas três direções estruturais principais para a margem continental investigada, NE-SW, NW-SW e E-W. Todas parecem possuir relação com as estruturas presentes na região continental.

Estruturação NE-SW

A começar pelas estruturas NE-SW que definem a principal orientação da margem brasileira, e em particular na Bacia de Pelotas, uma grande zona de anomalia gravimétrica positiva de mesma direção expressa a relevância da orientação na estruturação da bacia, em conformidade com a linha de charneira (associada à anomalia de charneira) e as principais falhas geradas pelo rift, identificadas por diversos pesquisadores (BUENO *et al.*, 2007; CHANG *et al.*, 1992; DIAS *et al.*, 1994; GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979; RABINOWITZ; LABRECQUE, 1979; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014; entre outros). A correlação com a região continental (Figura 8) é pertinente visto que a orientação NE-SW também é nitidamente observada nas estruturas presentes nas rochas que compõem o embasamento continental (Figura 32). Na região ao sul de 29,5° S, duas anomalias gravimétricas positivas e uma anomalia magnética positiva se distinguem com orientação NE-SW. Correlacionando-as com a geologia, observa-se uma associação direta das anomalias gravimétricas positivas com o Batólito Pelotas. O longo comprimento de onda da anomalia gravimétrica pode indicar que esse corpo se encontra em profundidade e pode, portanto, estar relacionado as profundas raízes do arco magmático, origem tectônica proposta para o Batólito Pelotas de acordo com Fernandes *et al.* (1995). A alta intensidade da anomalia gravimétrica sugere uma alta densidade do batólito, que perfaz um alto contraste lateral em relação as rochas sedimentares e metamórficas circundantes. A Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu, outra importante feição do embasamento continental redefinida por Travassos (2014), é observada no mapa magnético como uma anomalia negativa com

orientação NE-SW. De acordo com (PHILIPP, 1998) reativações rúpteis teriam ocorrido no Batólito Pelotas entre o Permiano e o Triássico relacionadas a abertura do Atlântico sul e a instalação da Bacia do Paraná, indicando uma provável relação com as estruturas NE-SW encontradas na margem. Ainda no embasamento continental, a oeste da cidade de Florianópolis, as zonas de cisalhamento Itajaí-Faxinal (ZCIT) e Major Gercino (ZCMG) estão claramente demarcadas em ambos mapas por anomalias negativas de direção NE-SW. Estão bem posicionadas nas regiões onde ocorre um complexo sistema de falhas do tipo transcorrente e normais (TRAININI *et al.*, 1978 apud PASSARELLI; BASEI; NETO, 1993) relacionadas a ZCMG.

Considerando as estruturas NE-SW descritas no embasamento cristalino na região continental e suas reativações durante o período da formação da margem sugere-se que a origem da estruturação NE-SW possa ter sido herdada do embasamento cristalino da Bacia de Pelotas, provavelmente o mesmo embasamento observado na região continental.

Estruturação E-W

O constatado padrão NE-SW do embasamento continental sofre uma interrupção por um lineamento E-W (Figura 8), interposto entre o Escudo Rio-Sul-Grandense e os derrames basálticos da Bacia do Paraná. Reconhecido como Lineamento Jacuí-Porto Alegre (Figura 8), o mesmo está correlacionado a um extenso baixo gravimétrico com direção E-W próximo a 30° S (Figura 26). A resposta gravimétrica parece estar relacionada a uma descontinuidade topográfica próxima ao limite sul da Bacia do Paraná por onde passa uma rede de drenagem que caracteriza a Bacia do Rio Gravataí, podendo estar associado as falhas de mesma direção na escarpa da Serra Gaúcha (FONSECA, 2006). De acordo com Fonseca (2006), essa orientação pode estar associada a processos tectônicos do Permiano, que teria sido reativada durante a ruptura do Gondwana ou posteriormente. O mesmo autor salienta ainda a participação desse lineamento na evolução crustal da região, tal como sua presença na Bacia de Pelotas, compartimentando-a em sub-bacias, sua associação às zonas de fratura adjacentes como a de ZFPA (discutidas adiante), também defendida por Zalan *et al.* (1990), e até mesmo sua possível continuação no continente africano. Mais ao norte, o Lineamento Rio Uruguai está parcialmente encaixado em uma estreita região de baixo gravimétrico, que reflete variações de densidade superficial provavelmente relacionado ao vale por onde corre o Rio Uruguai, e baixo magnético com uma orientação quase E-W. A

subdivisão de vulcânicas com diferentes teores de TiO_2 (Piccirillo *et al.*, 1990) que ocorrem ao longo do Lineamento Uruguai pode ter uma raiz profunda, indicada pela descontinuidade das anomalias magnéticas positivas ao redor.

No Domínio Oceânico, se ressaltam estruturas E-W como a alta topografia da Dorsal de São Paulo, bem definida pela forte anomalia gravimétrica positiva, a qual correlacionada às anomalias magnéticas positivas, indicam uma área com presença de magmatismo (AMORIM, 2013; BASSETTO *et al.*, 2000; KLINGELHOEFER *et al.*, 2014; KUMAR; GAMBOA, 1979; MACHADO, 2010; entre outros). A continuação da dorsal para oeste de 44° W não foi observada, o fato de estar coberta por mais de 2km de sedimentos (KUMAR; GAMBOA, 1979) pode ter causado a atenuação das anomalias magnéticas impossibilitando sua identificação.

A Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG) está bem caracterizada por ambos os mapas do campo potencial. A anomalia gravimétrica negativa de alta amplitude se encontra na mesma posição que a anomalia magnética também negativa, reforçando a presença de uma forte estrutura que na área investigada se apresenta de forma linear e contínua desde os -38° W até a altura próxima de Abimael Ridge, por volta dos $-43,5^\circ$ W (Figura 24). A partir daí em direção ao continente sua continuação fica menos óbvia. Pela gravimetria é possível um prolongamento em direção a margem até os -45° W, nas proximidades da Plataforma de Florianópolis, onde a mesma parece se desmembrar em dois segmentos. Um segue adjacente a região sul da Plataforma de Florianópolis e continua até o início do Domínio *Necking*, interpretação semelhante de Stica; Zalán; Ferrari (2014). O segundo segmento contorna a plataforma num trend NW-SE até o Domínio *Necking*, acompanhado por um lineamento gravimétrico positivo até as proximidades da linha de charneira, onde ocorre uma interrupção na anomalia de charneira (anomalia gravimétrica que acompanha a linha de charneira). Imediatamente ao sul da ZFRG, um outro lineamento foi observado e sugerido como parte da ZFRG, uma vez que esta é classificada como tripla (ALVES, 1999). Bassetto *et al.* (2000) identificaram o que chamaram de ondulações no assoalho oceânico, e essa zona de fratura ao sul da ZFRG pode representar uma falha reversa identificada por eles em sísmica (Figura 30). Essas ondulações podem ter se formado por dobras geradas por sobrecarga isostática ou por esforços compressivos ou transpressivos na região com direção predominantemente NW-SE (BASSETTO *et al.*, 2000).

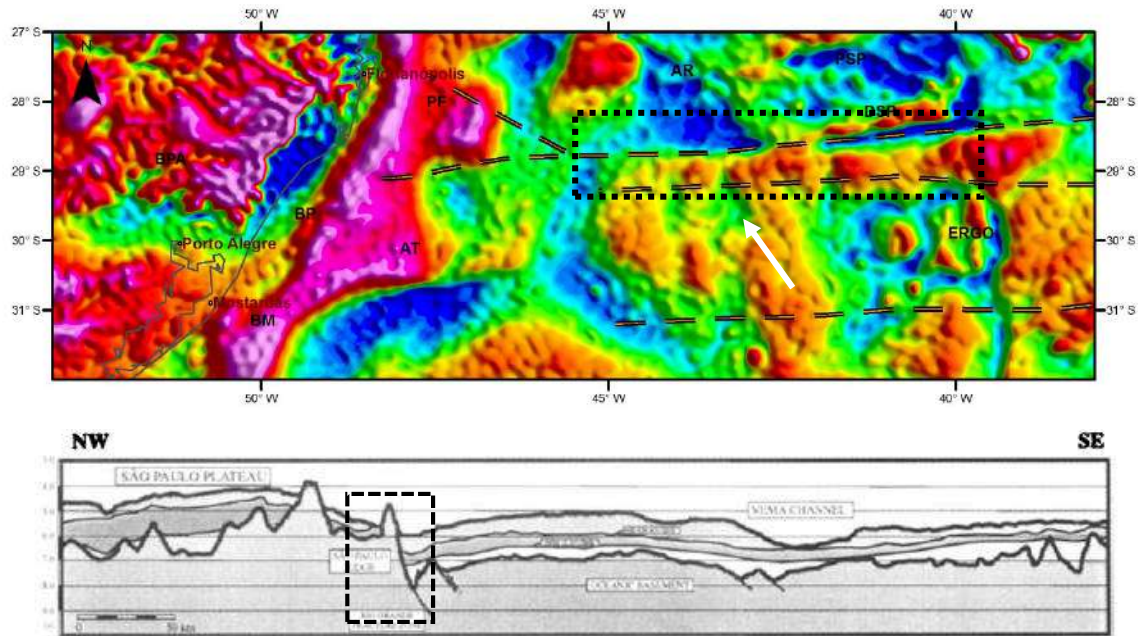


Figura 30 - Interpretação de linha sísmica por Basseto et al. (2000) identificando ondulações no assoalho oceânico. Destaque no retângulo tracejado para região onde são interpretados dois lineamentos como zona de fratura e a anomalia gravimétrica positiva indicando o alto topográfico resultante de prováveis esforços compressivos ou transpressivos na direção NW (indicada pela seta branca).

Nesse trabalho, a Zona de Fratura de Porto Alegre (ZFPA) termina por volta dos -42°W diferentemente da continuação interpretada por Stica; Zalán; Ferrari (2014) até o Domínio Proximal na altura da cidade de Mostardas. Dada a baixa resolução dos dados magnéticos e gravimétricos, não é possível averiguar o prolongamento da ZFPA até o Baixo de Mostardas indicado por Stica; Zalán; Ferrari (2014). No entanto, é possível que a estrutura se prolongue até a margem dada a inflexão das linhas batimétricas e dos horizontes estudados por (CARDOSO, 2011) que ocorrem paralelas e na mesma altura da ZFPA, podendo ser, portanto, frutos de sua influência. A relação da ZFPA com o Lineamento Jacuí – Porto Alegre se restringe a esforços tectônicos similares, em uma possível zona de fraqueza do embasamento, como uma discontinuidade geológica, neste caso entre o embasamento continental e Bacia do Paraná, que podem ter atuado como um zona de transferência durante o rift, como sugerido por Stica; Zalán; Ferrari (2014).

Estruturação NW-SE

A estruturação NW-SE também está presente na margem continental onde um significativo baixo gravimétrico localizado entre o Alto de Torres e a Plataforma de Florianópolis se destaca (Figura 26). O baixo gravimétrico aparenta estar relacionada com estruturas de mesma direção na Bacia do Paraná em especial o Lineamento Tibagi, o qual parece prolongar-se para a margem. O lineamento não possui uma assinatura clara no mapa magnético porém é notável no mapa gravimétrico, representado por lineamentos mostrando uma forte tendência de estruturas NW-SE. Esse lineamento se encontra em um baixo gravimétrico entre duas anomalias positivas de alta intensidade, sugerindo variações de densidade superficial ou desníveis topográficos, coerentes com as falhas e os grábens observados ao longo do lineamento por Garcia (2012). Sua continuação para a margem pode ser representado pelo baixo estrutural observado entre o Alto de Torres e o Alto de Florianópolis, caracterizado por uma anomalia gravimétrica negativa NW-SE, bem representado em sismica por Machado (2010) como visto na Figura 31. O desenvolvimento do baixo estrutural pode ter relação com falhas normais associadas a continuação offshore do Lineamento Tibagi presente na região continental, que pode prolongar-se para o Domínio Oceânico de acordo com o mapa gravimétrico (Figura 24). Segundo Garcia (2012) sua continuação na Bacia de Pelotas parece existir, tendo sido identificada como falhas e grábens em linhas sísmicas paralelas a costa. Machado (2010) também identifica uma grande falha normal de crescimento com possível direção NW-SE em altura próxima ao supracitado lineamento.

Na Bacia do Paraná as anomalias gravimétricas estão majoritariamente NW-SE, orientação essa semelhante ao conjunto de falhas que teriam sido intensivamente intrudidas por diques de diabásio e reativadas no Mesosóico (ZALÁN *et al.*, 1990). No mapa magnético apenas duas anomalias foram identificadas nessa região. Uma de direção NW-SE, provavelmente relacionada às falhas e diques mencionados anteriormente, e outra NE-SW, essa última alinhada a uma anomalia localizada no embasamento continental a oeste da Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu. Dada a resolução dos dados atribui-se a essa anomalia uma origem mais profunda, provavelmente relacionada ao embasamento da Bacia do Paraná.

O Lineamento Torres-Rio Pelotas situa-se na direção do Sinclinal de Torres (Figura 8) e fica aparente apenas por um baixo gravimétrico entre duas anomalias gravimétricas positivas com orientação NW-SE. Correlaciona-se positivamente com a região onde há grande presença de afloramentos de rochas vulcânicas do Mesosóico relacionado a LIP Paraná-Etendeka (Figura 6).

Acredita-se que o lineamento tenha um prolongamento para a margem continental e esteja associado ao Alto de Torres (LEYDEN, 1976 apud CONCEIÇÃO; ZALÁN; WOLFF, 1988) mas tal continuação não fica evidenciada por nenhuma anomalia gravimétrica ou magnética nos mapas estudados.

Os lineamentos NW-SE aparentam estar fortemente correlacionados as estruturas da Bacia do Paraná, bem caracterizados no mapa de anomalias gravimétricas ar-livre (Figura 24).

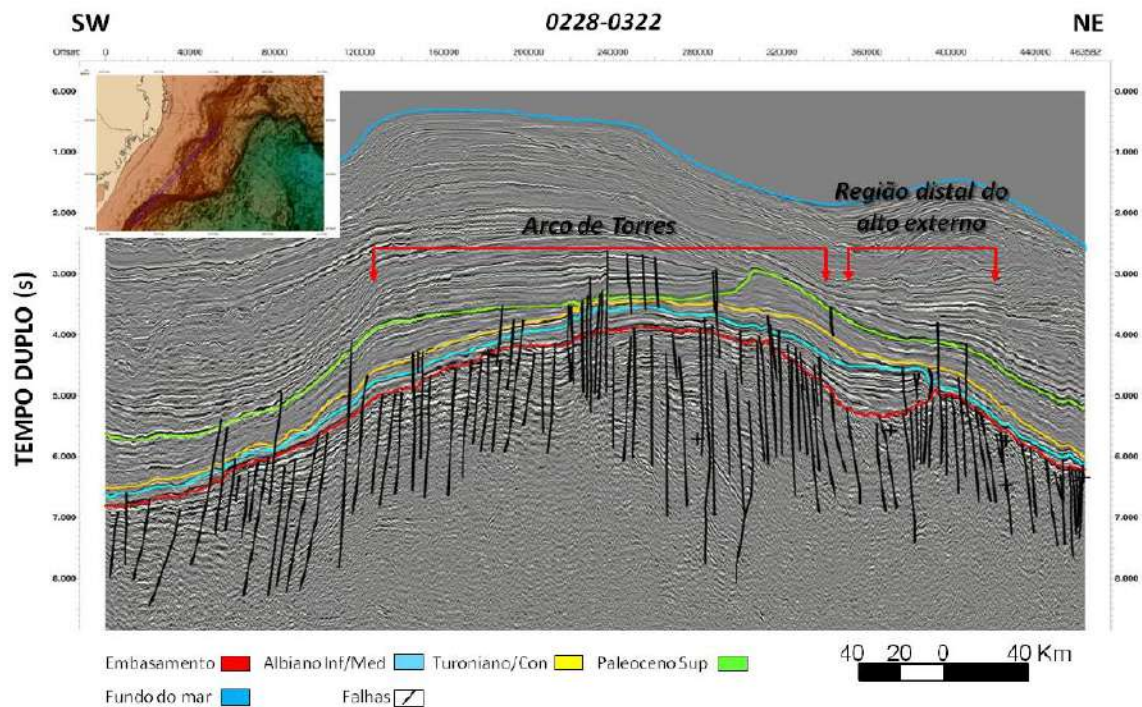


Figura 31- Perfil sísmico mostrando Alto de Torres e a região distal da Plataforma de Florianópolis como altos regiões soerguidas. Baixo estrutural NW-SE localizado entre as duas feições (MACHADO, 2010).

Padrão de Segmentação da Margem a Partir de Gravimetria e Magnetometria

A transição do continente para a porção offshore da Bacia de Pelotas é caracterizada por um baixo gravimétrico e magnético próximo à linha de costa. O grande desnível topográfico entre o continente e o início da porção imersa da Bacia de Pelotas pode ser responsável pelo contraste gravimétrico observado.

Na região da margem, a ausência de anomalias magnéticas positivas no Domínio Proximal (Figura 28) pode estar relacionada ao caráter regional dos dados magnéticos indicando uma região com pouca ou nenhuma presença de magmatismo. Portanto, as rochas vulcânicas da

Formação Serra Geral, descritas como parte do embasamento da Bacia de Pelotas, não possuem assinatura a partir dos dados regionais usados neste trabalho. A partir da linha de costa há um gradiente positivo em direção a linha de charneira em ambos mapas. O final desse domínio é marcado pela anomalia gravimétrica positiva de longo comprimento de onda que acompanha a linha de charneira aptiana, a alta amplitude da anomalia parece refletir uma variação lateral (aumento) de densidade, muito provavelmente relacionado a subida da Moho, característica do início do Domínio *Necking* que foi interpretada por Stica; Zalán; Ferrari (2014) em linhas sísmicas no norte da bacia (Figura 14).

No Baixo de Mostardas a Anomalia de Charneira acompanha a linha de charneira em seu deslocamento para oeste, caracterizado por Gonçalves; Oliveira; Motta (1979) (Figura 4). No restante da margem a anomalia de charneira e a linha de charneira permanecem com direção NE-SW até o limite norte da Plataforma de Florianópolis, onde ela sofre uma inflexão para N-S. A anomalia de charneira não apresenta a mesma intensidade em toda sua extensão. Ao longo da margem a Anomalia de Charneira é interrompida, apresentando diminuição de intensidade em pontos em que parece haver influência de outras estruturas com diferente orientação. Por exemplo, há uma interrupção na Anomalia de Charneira imediatamente ao norte da Plataforma de Florianópolis possivelmente relacionado com o prolongamento da ZFRG ou do Lineamento Rio Uruguai. Outra interrupção ocorre na altura da porção mais a leste do Alto de Torres, pode estar relacionado ao Lineamento Pelotas – Torres, apesar da continuidade da feição até a margem não ter sido constatada. A maior interrupção da Anomalia de Charneira ocorre em particular na região norte do Baixo de Mostardas, onde esta desaparece, ressurgindo novamente na altura do Arco de Torres (Figura 26). Compreender as variações estruturais associadas às respostas magnéticas e gravimétricas torna-se limitado utilizando apenas métodos potenciais, logo seria necessário analisar também dados sísmicos profundos para entender melhor o comportamento da crosta em seção. A princípio uma mudança reológica ao norte de Mostardas pode justificar a geração de uma anomalia de menor intensidade. Sua localização na mesma direção e altura da ZFPA sugere que a crosta sofreu intenso falhamento e atenuação de sua estrutura original, que pode constituir uma variação de densidade superficial também gerando uma anomalia de menor intensidade.

O Domínio *Necking* é quase que inteiramente ocupado por anomalias magnéticas positivas, com única exceção da região da Plataforma de Florianópolis onde há um significativo baixo magnético com direção NE-SW. As anomalias magnéticas positivas indicam uma

importante presença de magmatismo, o que está bem correlacionado à presença dos espessos pacotes de SDR da sequência rift relatados para essa região, de acordo com diversos autores (ABREU, 1998; BUENO *et al.*, 2007; DIAS *et al.*, 1994; GONÇALVES; OLIVEIRA; MOTTA, 1979; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014). Apesar do embasamento sofrer grande afinamento e rebaixamento da topografia nesse domínio, o gráben formado é preenchido pelos SDRs, que possuem alta densidade, o que faz com que o gradiente negativo observado para anomalias gravimétricas seja mais suave em direção ao oceano.

Na área do Domínio Distal ou Hiperextendido, as respostas gravimétricas e magnéticas não se apresentam homogêneas ao longo da margem. Com exceção dos dois altos estruturais (Arco de Torres e Plataforma de Florianópolis), este domínio mostra um gradiente gravimétrico negativo, onde a porção proximal é marcada por anomalias gravimétricas positivas que transicionam para anomalias negativas em direção ao seu limite leste. Essa característica está provavelmente relacionada ao aprofundamento do embasamento e principalmente da batimetria como se pode observar na sísmica interpretada por Stica; Zalán; Ferrari (2014) (Figura 14). Como nenhum padrão gravimétrico ou magnético foi ainda associado com mantos exumados, a interpretação feita nesse trabalho se baseia nas interpretações sísmicas já realizadas, onde o manto exumado não foi identificado.

As anomalias magnéticas observadas nessa região do Domínio Distal são mais desordenadas, a forte anomalia magnética com orientação NW-SE destacada anteriormente no Baixo de Mostardas, inicia-se no Domínio *Necking* e termina no limite leste do Domínio Distal interpretado por Stica; Zalán; Ferrari (2014), indicando magmatismo profundo em uma região com baixa assinatura gravimétrica. Ao norte do Baixo de Mostardas, no Domínio Distal, as anomalias magnéticas positivas ocorrem entre o Alto de Torres e a Plataforma de Florianópolis, apresentando orientação NW-SE. Estão associadas a anomalia gravimétrica negativa, na área relacionada ao Lineamento Tibagi.

A existência do Domínio Externo é controversa uma vez que apenas alguns pesquisadores admitem sua presença (PERON-PINVIDIC; MANATSCHAL; OSMUNDSEN, 2013; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014). Levando em consideração as definições dos domínios e interpretações sísmicas feitas por Stica; Zalán; Ferrari (2014), o Domínio Externo estaria então caracterizado por uma região de anomalias gravimétricas negativas, o que não caracteriza um alto estrutural associado ao término deste domínio. Por tanto neste trabalho, a existência do Domínio

Externo é vista com ceticismo do ponto de vista da existência do alto estrutural na área de transição, já que mesmo nas sísmicas interpretadas por Stica; Zalán; Ferrari (2014) tal feição não é claramente distinguida. O Domínio Externo é caracterizado na região da Plataforma de Florianópolis apenas pelo aumento de magmatismo, indicado pelas anomalias magnéticas positivas presentes até o início do Domínio Oceânico, que representa o início da crosta oceânica, identificado pela COB. O aumento da presença de anomalias positivas até a COB estaria então provavelmente relacionada a existência de uma crosta continental fortemente alterada por intrusões magmáticas até ser totalmente caracterizada como uma crosta “puramente” oceânica.

O Plataforma de Florianópolis (PF) é destacada como um alto estrutural, evidenciado pelas fortes anomalias gravimétricas positivas. É caracterizada em sua porção proximal por uma anomalia de charneira com orientação NE-SW, e uma pequena anomalia magnética positiva de mesma orientação, indicando possível presença de magmatismo. De acordo com linha sísmica interpretada por Machado (2010), trata-se da charneira paleocênica identificada por Gonçalves; Oliveira; Motta (1979). No Domínio *Necking* definido por Stica; Zalán; Ferrari (2014), há uma pequena diminuição na intensidade das anomalias gravimétricas positivas, indicando a presença de uma bacia profunda Paleocênica indicado por Gonçalves; Oliveira; Motta (1979) (Figura 3) e foi reconhecida por Machado (2010) como uma região com maior deposição de sedimentos, que está provavelmente relacionada ao Patamar de Florianópolis definido por Gonçalves; Oliveira; Motta (1979) (Figura 3). No Domínio Distal, se destaca outra anomalia gravimétrica positiva, indicando um alto estrutural que pode estar relacionada a subida da Moho, um segundo *Necking* crustal ou zona de *Necking*. Nessa mesma região uma anomalia magnética positiva sugere possível presença de magmatismo, o que pode ser confirmado pelos poços da Petrobrás SCS-2 e SCS-3 (Figura 16) onde foram identificados basaltos semelhantes mas com idades diferentes, datados de aproximadamente 78 Ma e 135,6 Ma respectivamente (compilação feita por MACHADO, 2010). A leste desta região, em direção ao oceano, ocorre uma forte transição para um baixo gravimétrico associada a um lineamento magnético positivo de direção NE-SW, provavelmente relacionado as camadas de SDR e/ou plugs encontrados em região mais funda da bacia como indicado pela batimetria, e observados em sísmica por Machado (2010)

O Arco de Torres (AT) fica evidente como um alto estrutural na margem com cerca de 32.000 km² imageado na sísmica, formando um triângulo no mapa gravimétrico com eixo

alinhado ao Sinclinal de Torres (na Bacia do Paraná). O limite norte se alinha com o Lineamento Tibagi enquanto o sul sofre uma inflexão forte no sentido E-W bem demarcada também pelas curvas isobatimétricas, relacionadas possivelmente ao prolongamento da ZFPA na margem (STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014). Ao contrário da PF, a anomalia de charneira do AT não apresenta intensidades tão altas, o que pode sugerir uma subida mais suave da Moho quando comparado a região da PF. A região do Domínio *Necking* indica um aprofundamento do embasamento similar ao que ocorre na PF, porém a maior intensidade da anomalia na região do AT sugere um embasamento mais raso com menor deposição de sedimentos. As anomalias magnéticas positivas sugerem uma concentração maior de magmatismo apenas na porção norte do arco, mais próximo ao baixo gravimétrico já citado. Em direção a offshore, pode-se inferir uma segunda anomalia gravimétrica positiva que sofre inflexão para leste. Perpendicular à anomalia destacam três anomalias gravimétricas positivas de segunda ordem, paralelas ao baixo estrutural associado ao Lineamento Tibagi, mostrando uma orientação NW-SE que parece controlar estruturalmente a região. De acordo com as linhas sísmicas interpretadas por Stica; Zalán; Ferrari (2014), não foi interpretada uma segunda linha de charneira com consequente subida da Moho, portanto é provável que a anomalia relacionada esteja representando um alto estrutural ou mais provavelmente indicando uma variação de reologia na crosta, que pode ter sido modificada resultando em um aumento lateral de densidade no Domínio Distal. Stica; Zalán; Ferrari (2014) identificaram o que seria um domo que associaram a um centro magmático que teria alimentado os diques que deram origem aos SDR. Seria necessário mais investigações sísmicas profundas passando pela sugerido domo localizado no Domínio Distal para averiguar tal hipótese. Dada a geometria formada pelos dois altos estruturais (AT e PF) e a região de baixo gravimétrico intermediária, é cabível supor a existência de um alto estrutural localizado na margem africana que se encaixe na posição do baixo gravimétrico, necessitando também de maiores investigações na margem conjugada africana.

Magmatismo

As anomalias magnéticas positivas na margem se apresentam com orientação NE-SW observadas no Domínio *Necking*, respeitando a mesma orientação geral da margem. Estão provavelmente relacionadas ao magmatismo sin-rift descritos como SDR.

Na região proximal da Plataforma de Florianópolis se distingue uma anomalia magnética positiva com orientação NE-SW, paralela ao enxame de diques próximo à cidade de Florianópolis (Figura 28) datados de 129-119 Ma (compilado por ERNESTO *et al.*, 2002). Caso a anomalia observada esteja associada ao dique, ambas expressões magmáticas podem estar relacionadas aos basaltos encontrados na Bacia do Paraná pela semelhança das assinaturas geoquímica e isotópica dos diques de Florianópolis com os basaltos da Bacia do Paraná (ERNESTO *et al.*, 2002).

Há uma expressão de anomalias magnéticas mais significativa no Domínio Externo com orientação NNW-SSE, possivelmente relacionado ao aumento de intrusões magmáticas na crosta sugeridas por Stica; Zalán; Ferrari (2014) neste domínio (Figura 14). A norte da ZFRG essas anomalias aparecem rotacionadas para NE-SW. Entre o Alto de Torres e a Plataforma de Florianópolis é possível observar também anomalias magnéticas positivas no Domínio *Necking* e Distal que possuem orientação NW-SE, é possível que elas estejam associadas ao domo descrito por Stica; Zalán; Ferrari (2014) onde ele atribui a um centro magmático.

A mudança na orientação das anomalias magmáticas na margem parece ser controlada pelas zonas de fratura adjacentes (ZFRG e ZFPA).

A presença de uma zona de anomalias magnéticas positivas na região da Dorsal de São Paulo e Platô de São Paulo estão diretamente relacionadas ao magmatismo já mencionado anteriormente, parecem seguir um orientação NW-SE.

Na região continental o caráter regional dos dados não permitiu a constatação de diques mais superficiais descritos para a Bacia do Paraná e dos diques de Florianópolis. A presença de vulcânicas (Formação Serra Geral) na porção proximal, formando o embasamento da Bacia de Pelotas, também não apresentaram assinatura geofísica.

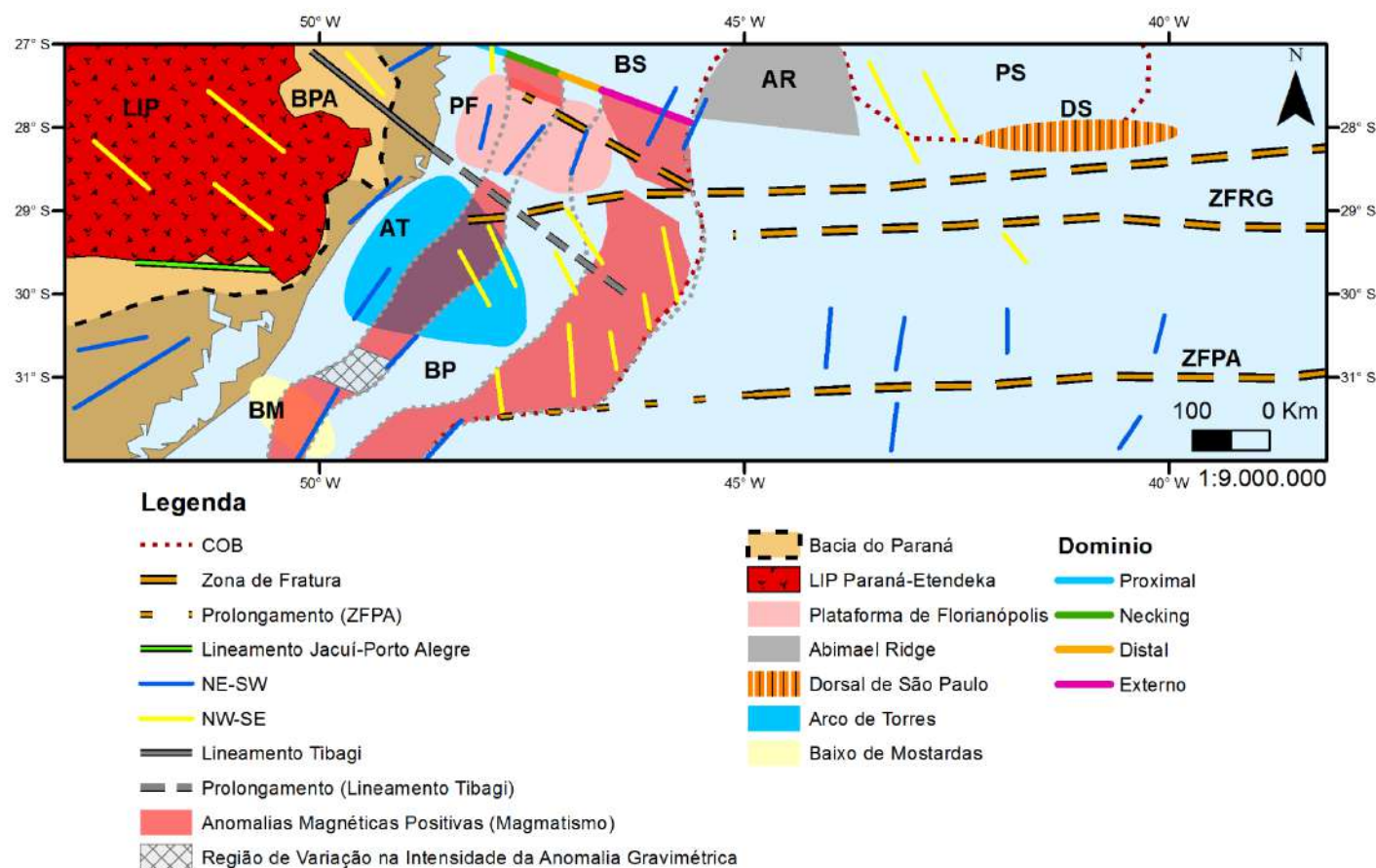


Figura 32 – Mapa esquemático de síntese mostrando os principais trends observados na margem e na região continental adjacente. Estão representadas a concentração de anomalias magnéticas no Domínio Necking e no Domínio Externo indicando provável presença de magmatismo com exceção da região da Plataforma de Florianópolis onde as anomalias perdem intensidade. Ao redor dos 31°S é possível observar que ocorre uma diminuição na intensidade da Anomalia de Charneira próximo à altura da ZFPA, provavelmente relacionado a variações reológicas crustais. AR – Abimael Ridge; AT – Arco de Torres; BM – Baixo de Mostardas; BPA – Bacia do Paraná; BPE – Batólito de Pelotas - BP – Bacia de Pelotas; BS - Santos; DSP – Dorsal de São Paulo; LIP – Província Ígnea Paraná-Etendeka; PF – Plataforma de Florianópolis; PS – Platô de São Paulo.

6. CONCLUSÕES

Levando em consideração o objetivo de compreender os principais trends estruturais da margem descrevendo e correlacionando as anomalias do campo potencial com as estruturas continentais, foram observadas três principais direções de estruturas na margem.

O trend principal da Bacia de Pelotas NE-SW ficou bem caracterizado pelas anomalias gravimétricas descritas, com orientação provavelmente herdada de estruturas do embasamento cristalino da bacia, visto que seu provável embasamento na região continental apresenta estruturas com reativações na mesma direção.

A ZFPA parece estar localizada em uma possível zona de transferência gerada em região de descontinuidade reológica representada pelo Lineamento Jacuí-Porto Alegre na região continental, ambas representativas de estruturas E-W.

Na direção NW-SW, foi constatado um significativo baixo gravimétrico entre o Alto de Torres e o Alto de Florianópolis, possivelmente um prolongamento do Lineamento Tibagi na margem. Observou-se também que a orientação NW-SE de anomalias magnéticas entre a ZFRG e ZFPA são distintas das anomalias observadas fora dessa região, que possui regionalmente uma orientação NE-SW e portanto sugere um controle estrutural específico das zonas de fratura neste segmento da margem sudeste, os lineamentos NW-SW são aqui correlacionados as estruturas mesozoicas da Bacia do Paraná.

Ao longo da margem foram observadas variações na intensidade da Anomalia de Charneira, evidenciando a influência de estruturas com diferente orientação, tal como o aumento da largura da margem e consequente deslocamento da COB para leste na área de estudo que parecem ser controladas pela Zona de Fratura de Porto Alegre.

O Arco de Torres fica caracterizado como um alto estrutural na margem que forma um triângulo com limite norte alinhado ao Lineamento Tibagi e o limite sul marcado pela inflexão E-W das linhas batimétricas, com eixo alinhado ao Sinclinal de Torres.

O magmatismo fica bem caracterizado no Domínio *Necking* que é quase que inteiramente ocupado por anomalias magnéticas positivas, com única exceção da região da Plataforma de Florianópolis, onde ocorre um baixo magnético com direção NE-SW.

A transição da crosta continental para a crosta oceânica até a COB é marcada pelo aumento da presença de anomalias positivas, provavelmente relacionada a existência de uma

crosta continental fortemente alterada por intrusões magmáticas até ser totalmente caracterizada como uma crosta “puramente” oceânica.

7. REFERÊNCIAS

ABREU, V. DOS S. **Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa); Implication for global sea level changes**. Texas: Rice University, 1998.

ALVES, R. A. **Estudo sismoestratigráfico da Bacia do Brasil**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense, 1999.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. **NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24**, p. 19, mar. 2009.

AMORIM, N. R. D. E. **Caracterização geofísica da dorsal de são paulo e seu significado evolutivo na bacia de santos**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense, 2013.

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P. **The DTU10 Gravity field and Mean sea surface (2010), Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2)**, 2010.

BALLMER, M. D.; VAN KEKEN, P. E.; ITO, G. Hotspots, Large Igneous Provinces, and Melting Anomalies. In: **Treatise on Geophysics**. 2. ed. [s.l.] Elsevier, 2015. v. 7p. 393–459.

BASSETTO, M. et al. The oceanic segment of the southern brazilian margin: morpho-structural domains and their tectonic significance. **Atlantic rifts and continental margins.**, v. 115, p. 235–259, 2000.

BITENCOURT, M. F. et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis , Cinturão Dom Feliciano , na Região de Garopaba-Paulo Lopes , SC. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 35, n. 1, p. 109–136, 2008.

BONVALOT, S. et al. World Gravity Map. **Bureau Gravimetrique International (BGI)**, v. 1, p. 8, 2012.

BUENO, G. V. Diacronismo de Eventos no Rifte Sul Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, p. 203–229, 2004.

BUENO, G. V. et al. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 551–559, 2007.

BUTLER, L. W. Shallow Structure of the Continental Margin, Southern Brazil and Uruguay. **Geological Society of America Bulletin**, v. 81, n. 4, p. 1079–1096, 1970.

CANDE, S. C.; LABRECQUE, J. L.; HAXBY, W. F. Plate Kinematics of the South Atlantic: Chron C34 To Present. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. B11, p. 13479–13492, 1988.

CARDOSO, T. **CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE PELOTAS E DA ÁREA EMERSA ADJACENTE**. [s.l.] Universidade Paulista, 2011.

CHANG, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, 1992.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, n. 2/4, p. 255–265, 1988.

CORRÊA, T. B. S. **Evolução Espaço-Temporal Dos Principais Depocentros Da Sequência Sedimentar Marinha Da Bacia De Pelotas**. [s.l.] Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2004.

DIAS, J. L. et al. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 1994, 1994.

ERNESTO, M. et al. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Parana Magmatic Province: Tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4–5, p. 321–340, 1999.

ERNESTO, M. et al. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: Fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, n. 1–2, p. 15–36, 2002.

FERNANDES, L. A. D. et al. Evolução Tectônica do cinturão Dom Feliciano no escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 351–374, 1995.

FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, v. 29, n. 1, p. 3–24, 1999.

FONSECA, V. P. **Estudos morfotectônicos aplicados à planície costeira do Rio Grande do Sul e adjacências**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006.

FRANCHETEAU, J.; LE PICHON, X. Marginal Fracture Zones as Structural Framework of Continental Margins in South Atlantic Ocean. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 56, n. 6, p. 991–1007, 1972.

GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, n. 2, p. 410–418, fev. 1981.

GARCIA, W. O. **Estudo da influência do lineamento Tibagi e sinclinal de Torres na estruturação da porção norte da Bacia de Pelotas**. São Paulo: Universidade Estadual Paulista, 2012.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DAY, J. A. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 251, n. 1–2, p. 1–17, 2006.

GONÇALVES, A.; OLIVEIRA, M. A. M.; MOTTA, S. O. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 22, n. 3, p. 157–174, 1979.

HASUI, Y. **Geologia do Brasil**. 1. ed. São Paulo: Beca, 2012. v. 1

HINZ, K. A hypothesis on terrestrial catastrophes- Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins – Their origin and Paleoenvironmental significance. **Geologisches Jahrbuch: Geophysik. Reihe E**, v. 22, p. 5–28, 1981.

KLINGELHOEFER, F. et al. Imaging proto-oceanic crust off the Brazilian Continental Margin. **Geophysical Journal International**, v. 200, n. 1, p. 471–488, 2014.

KUMAR, N. et al. Geologic History and origin of São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian margin), comparison with the Angola Margin, and the early evolution of the Northern South Atlantic. **Initial reports of the Deep Sea Drilling Project**, v. 39, p. 927–945, 1977.

KUMAR, N. et al. From oceanic crust to exhumed mantle: a 40 year (1970 – 2010) perspective on the nature of crust under the Santos Basin, SE Brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, p. 147–165, 2013.

KUMAR, N.; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, v. 90, n. 3, p. 281–293, 1979.

LE PICHON, X.; SIBUET, J. C. Passive margins: A model of formation. **Journal of**

Geophysical Research, v. 86, n. B5, p. 3708, 1981.

LOBO, J. T.; SZATMARI, P.; DUARTE, B. P. Tipos de fontes associadas às suítes basálticas de Campos e de Pelotas (Sul-Sudeste) e modelos geodinâmicos de ruptura do Gondwana ocidental. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 2, p. 269–285, 2006.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

MACHADO, L. G. **Evolução Morfo-Tectônica do Alto de Florianópolis que segmenta as Bacias de Santos e Pelotas, Margem Sudeste da Costa Brasileira**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense, 2010.

MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.; CHENIN, P. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. **Gondwana Research**, v. 27, n. 1, p. 140–164, 2015.

MAUS, S. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 10, n. 8, 2009.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 25–32, 1978.

MILANI, E. J. et al. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 183–573, 2007.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. **Bacia do Paraná** **Boletim de Geociências da Petrobras**, 1994.

MOHRIAK, W. U.; LEROY, S. Architecture of rifted continental margins and break-up evolution: insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea-Gulf of Aden conjugate margins. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 497–535, 23 jul. 2013.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, v. 98, n. 1–2, p. 1–37, 2010.

MUTTER, J. C. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. **Tectonophysics**, v. 114, n. 1–4, p. 117–131, 1985.

MUTTER, J. C.; TALWANI, M.; STOFFA, P. L. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by subaerial sea-floor spreading. **Geology**, v. 10, n. July,

p. 353–357, 1982.

PASSARELLI, C.; BASEI, M. A. S.; NETO, M. C. C. CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA E MAJOR GERCINO E SUA IMPORTÂNCIA NA COMPARTIMENTAÇÃO DOS TERRENOS PRÉ-. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 234–241, 1993.

PAVLIS, N. K. et al. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B4, p. 1–38, abr. 2012.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: COFFIN, J. J. M. AND M. F. (Ed.). . **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. [s.l.] American Geophysical Union, 1997. v. 100p. 217–246.

PEREIRA, J. G. **Contribuição Ao Estudo Geológico Da Bacia Do Camaquã – Rs , Através De Modelagem Aeromagnética 2,5D**. Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.

PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P. T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, v. 43, p. 21–47, 2013.

PHILIPP, R. P. **A evolução geológica e tectônica do batólito Pelotas no Rio Grande do Sul**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1998.

PICCIRILLO, E. M. et al. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. **Chemical Geology**, v. 89, n. 1–2, p. 19–48, 1990.

RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. B11, p. 5973, 1979.

SALVI, M. M. **Geologia e Significado Tectônico do Complexo Batoví, Terreno Taquarembó, Cinturão Dom Feliciano, São Gabriel-RS**. Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2014.

SLEEP, N. H. Thermal Effects of the Formation of Atlantic Continental Margins by Continental Break up. **Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up**, v. 24, p. 325–350, 1971.

STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic

margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 50, p. 1–21, 2014.

SUTRA, E. et al. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 2575–2597, 2013.

TALWANI, M.; ABREU, V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. east coast margin and conjugate South Atlantic margins. **Atlantic rifts and continental margins.**, v. 115, p. 211–233, 2000.

TOMBA, C. L. B. **Análise Estrutural dos Enxames de Diques Máficos Eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2012.

TRAVASSOS, R. P. **Interpretação estrutural regional do escudo sul-rio-grandense - rio grande do sul - brasil, com base em aeromagnetometria**. Brasília: Universidade de Brasília, 2014.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. **Geologia costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995.

WAICHEL, B. L. et al. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 215–216, p. 74–82, 2012.

WATTS, A. B. Models for the evolution of passive margins. In: **Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins**. [s.l.] Elsevier, 2012. p. 32–57.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, n. 1, p. 108–125, 1985.

WESSEL, P.; SMITH, W. H. F. Free software helps map and display data. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 72, n. 41, p. 441–441, 1991.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B6, p. 7685, 1989.

WHITMARSH, R. B. et al. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank. **Journal of Geophysical Research**, v.

101, n. B12, p. 28291, 1996.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: **Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 135–164.

ZALÁN, P. V. et al. An entirely new 3-D view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic Passive Margin, Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. **AAPG Annual Conference and Exhibition**, n. Figure 2, p. 1–3, 2011.